

55(521.72)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

京都(11)第17号

彦根西部地域の地質

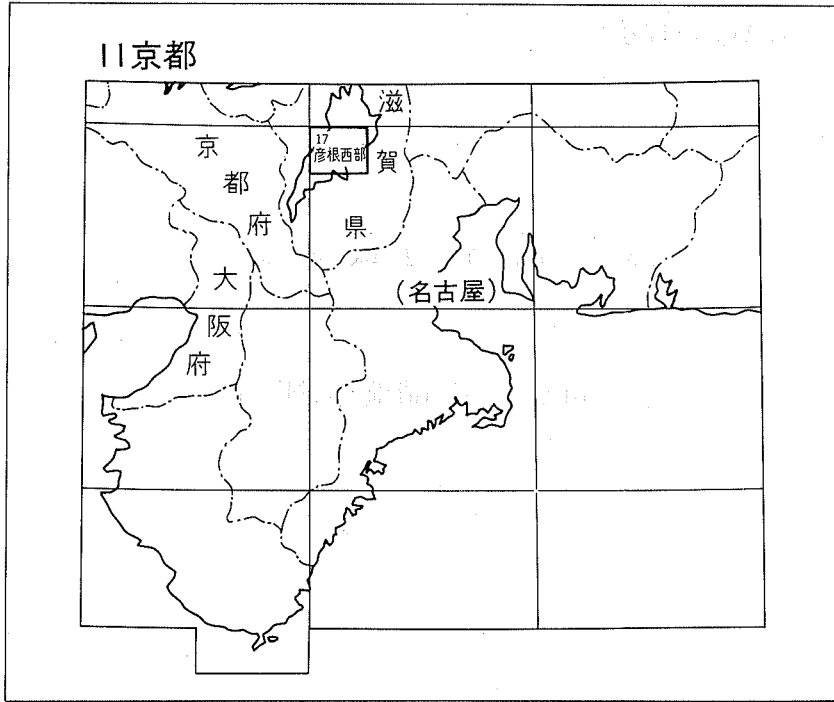
石田志朗・河田清雄・宮村 学

昭和59年

地 質 調 査 所

位置図

図例



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	18
III. 湖東流紋岩類	23
III. 1 研究史	23
III. 2 彦根西部地域内の湖東流紋岩類	26
III. 3 西部地域の湖東流紋岩類	26
III. 3. 1 宮ヶ浜溶結凝灰岩	27
III. 3. 2 沖島溶結凝灰岩	30
III. 3. 3 奥島山溶結凝灰岩	34
III. 3. 4 伊崎溶結凝灰岩	36
III. 4 中央部地域の湖東流紋岩類	36
III. 4. 1 安土溶結凝灰岩	36
III. 4. 2 デイサイト溶結凝灰岩	38
III. 4. 3 安楽寺部層	38
III. 4. 4 和田溶結凝灰岩	39
III. 4. 5 織山溶結凝灰岩	41
III. 5 北東部地域の湖東流紋岩類	42
III. 5. 1 荒神山溶結凝灰岩	42
III. 5. 1. a 荒神山溶結凝灰岩に伴う砕屑岩類	42
III. 5. 1. b 溶結凝灰岩	42
III. 5. 2 琵琶湖内の湖東流紋岩類	43
III. 6 湖東流紋岩類の年代	44
IV. 花崗閃緑斑岩	46
IV. 1 長命寺岩体	46
IV. 2 沖島岩体	46
V. 花崗岩	48
V. 1 概 説	48
V. 2 比良花崗岩	48
V. 2. 1 比良花崗岩中の鉱物の年代	49
V. 2. 2 彦根西部地域の比良花崗岩	49
V. 3 黒雲母花崗岩（宮ヶ浜岩体）	50
V. 4 黒雲母花崗岩（多景島岩体）	52

VI. 新生界	53
VI. 1 高島累層	54
VI. 2 沖積層	55
VI. 3 干拓地及び琵琶湖の底質	56
VI. 4 地下地質	56
VI. 4. 1 周辺丘陵の新生界	56
VI. 4. 2 湖底ボーリング	77
VI. 4. 3 湖東平野のAT(始良)火山灰	83
VI. 4. 4 曽根沼ボーリング	85
VI. 4. 5 重力異常と基盤地形	95
VI. 4. 6 高島低地の地下地質に関する議論	96
VI. 4. 7 湖東平野の地下地質に関する議論	99
VI. 4. 8 琵琶湖湖底地下地質に関する議論	100
VI. 4. 9 新生界から推定される地殻変動	101
VII. 応用地質	103
VII. 1 天然ガス	103
VII. 2 地下水	104
VII. 2. 1 安曇川地区	104
VII. 2. 1. 1 自由面地下水	104
VII. 2. 1. 2 被圧面地下水	105
VII. 2. 2 彦根地区	105
VIII. 活断層	107
VIII. 1 比良断層	107
VIII. 2 打下南西の急崖	108
VIII. 3 拝戸断層	108
VIII. 4 上寺断層	108
文献	109
Abstract	116

図・表・図版目次

第1図 彦根西部地域及び周辺地域の接峰面と断層分布図	2
第2図 彦根西部地域及び周辺地域の地形区分図	4
第3図 彦根西部地域西北部及び周辺の地形分類図	6
第4図 明治26年(1893年)測図の高島町付近の地形図	7
第5図 明治28年(高宮)測図の荒神山周辺の地形図	8

第 6 図	明治 26 年測図の沖之島周辺の地形図	9
第 7 図	湖東平野の地形分類図	10
第 8 図 a	曾根沼の地形学図	11
第 8 図 b	曾根沼の堆積構造	11
第 9 図	旧大中之湖の等高線	12
第 10 図	安曇川河口と琵琶湖最深部	13
第 11 図	白石付近の湖底地形	14
第 12 図	多景島付近の湖底地形	15
第 13 図	愛知川河口付近の湖底地形図	16
第 14 図	琵琶湖底質図	17
第 15 図	湖底段丘（琵琶湖東岸）模式図	18
第 16 図	琵琶湖湖底地形学図	19
第 17 図	琵琶湖周辺の地質図	21
第 18 図	琵琶湖及びその周辺地域における湖東流紋岩類及び後期自亜紀花崗岩類の分布略図	22
第 19 図	湖東流紋岩類主岩体の火成活動史	25
第 20 図	宮ヶ浜溶結凝灰岩中に見られる黒雲母花崗岩の異質岩片	30
第 21 図	宮ヶ浜方面から見た沖島全景，遠景は比良山系の花崗岩地帯	30
第 22 図	宮ヶ浜湖岸と沖島の一部	31
第 23 図	沖島溶結凝灰岩中の細長く伸びた本質レンズ	32
第 24 図	安楽寺部層中の砂岩・凝灰岩の互層	39
第 25 図	安楽寺部層中の碎屑岩脈	40
第 26 図	花崗閃緑斑岩と花崗岩との接触部のスケッチ	51
第 27 図	花崗閃緑斑岩を貫く花崗岩	51
第 28 図	北東側から見た多景島の一部と花崗岩の節理	52
第 29 図	化学分析，年代測定及び岩石記載試料採取位置図	53
第 30 図	高島累層総合柱状図	54
第 31 図 a	高島低地のボーリング地点図	57
	b 高島低地のボーリング柱状図	58
第 32 図 a	湖東平野のボーリング地点図	60
	b 湖東平野のボーリング地点図	61
	c - e 湖東平野のボーリング柱状図	62
	f 湖東平野の深井戸柱状図	68
第 33 図	古琵琶湖層群の層序と年代	72
第 34 図	大阪層群・古琵琶湖層群・東海層群の火山灰の古地磁気編年と気候変化	73
第 35 図	琵琶湖周辺の第四系・古琵琶湖層群地質図	74
第 36 図	湖東の古琵琶湖層群上部の総合柱状図	75

第 37 図	湖南の古琵琶湖層群の総合柱状図	76
第 38 図	堅田丘陵の古琵琶湖層群模式地質柱状図	77
第 39 図	堅田丘陵の古琵琶湖層群（堅田累層）総合柱状図	79
第 40 図	琵琶湖底 200m ボーリングと 1,000m ボーリング柱状図	80
第 41 図	湖底堆積物と深海底堆積物との磁化の対比	81
第 42 図	琵琶湖底 200m ボーリングの花粉帯と古気候変遷	82
第 43 図	湖東平野の地形分類図	83
第 44 図	湖東平野の地質柱状図	84
第 45 図	自噴式井戸（ドッコイショ）の分布	85
第 46 図	湖東平野の模式地質断面図	86
第 47 図	曾根沼及び周辺地域の地形	87
第 48 図	曾根沼ボーリング地点図	88
第 49 図	曾根沼ボーリング柱状図と砂・火山ガラス含有量並びに ^{14}C 年代	88
第 50 図 a	曾根沼底泥の花粉組成（樹木花粉）	90
第 50 図 b	曾根沼底泥の花粉組成（草本花粉と孢子）	91
第 51 図	現琵琶湖盆におけるブーゲー（重力）異常図	94
第 52 図	ブーゲー異常より推定される琵琶湖盆断面図	95
第 53 図 a	琵琶湖盆構造概念図（その 1）	97
第 53 図 b	琵琶湖盆構造概念図（その 2）	98
第 54 図	古琵琶湖の古地理図	102
第 55 図	安曇川扇状地の地下水理	105
第 56 図	彦根地区の地下水理	106
第 57 図	「彦根西部」地域及び同周辺地域の活断層	107
第 1 表	滋賀県地形区分表	5
第 2 表	湖底段丘と河岸段丘の対比	18
第 3 表	彦根西部地域の地質系統表	20
第 4 表	彦根東部地域の湖東流紋岩類の層序区分	24
第 5 表	湖東流紋岩類層序表	25
第 6 表	彦根西部地域の湖東流紋岩類の地区別層序区分と岩質一覧表	26
第 7 表	宮ヶ浜溶結凝灰岩中の苦鉄質鉱物の化学組成	28
第 8 表	湖東流紋岩類の化学組成	33
第 9 表	湖東流紋岩類の年代測定値	45
第 10 表	比良花崗岩の年代測定値	45
第 11 表	古琵琶湖層群層序表（横山ほか，1979）	70
第 12 表	古琵琶湖層群の層序（高谷，1963；横山，1974）	71

第13表	堅田丘陵の古琵琶湖層群層序比較表	78
第14表	安曇川町とその付近の天然ガス成分表	104
第I図版	1 普通輝石紫蘇輝石角閃石黒雲母流紋デイサイト溶結凝灰岩 (宮ヶ浜溶結凝灰岩)	
	2 普通輝石紫蘇輝石角閃石黒雲母流紋デイサイト溶結凝灰岩 (宮ヶ浜溶結凝灰岩)	
第II図版	1 普通輝石紫蘇輝石角閃石黒雲母流紋デイサイト溶結凝灰岩 (宮ヶ浜溶結凝灰岩)	
	2 黒雲母角閃石輝石流紋デイサイト溶結凝灰岩 (沖島溶結凝灰岩)	
第III図版	1 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (奥島山溶結凝灰岩)	
	2 角閃石黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (奥島山溶結凝灰岩)	
第IV図版	輝石角閃石デイサイト溶結凝灰岩 (伊崎溶結凝灰岩)	
第V図版	1 かんらん石含有輝石角閃石流紋デイサイト溶結凝灰岩 (安土溶結凝灰岩)	
	2 かんらん石含有輝石角閃石流紋デイサイト溶結凝灰岩 (安土溶結凝灰岩)	
第VI図版	1 角閃石輝石デイサイト溶結凝灰岩 (安土溶結凝灰岩中の挟み)	
	2 角閃石輝石デイサイト溶結凝灰岩 (和田溶結凝灰岩)	
第VII図版	1 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (荒神山溶結凝灰岩)	
	2 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (織山溶結凝灰岩)	
第VIII図版	1 白雲母紅柱石黒雲母ホルンフェルス (流紋岩凝灰岩) (荒神山溶結凝灰岩)	
	2 白雲母紅柱石黒雲母ホルンフェルス (流紋岩凝灰岩) (荒神山溶結凝灰岩)	
第IX図版	1 黒雲母角閃石花崗閃緑斑岩 (長命寺岩体)	
	2 中粒黒雲母花崗岩 (宮ヶ浜岩体)	
第X図版	1 細粒-中粒状黒雲母花崗岩 (比良花崗岩)	
	2 斑状黒雲母花崗岩 (比良花崗岩)	
第XI図版	空中写真 高島低地	
	1 高島低地 安曇川と鴨川の河口	
	2 高島低地 鴨川の天井川	
第XII図版	空中写真 愛知川河口, 大中の湖北部	
第XIII図版	空中写真 大中の湖東縁-愛知川下流-荒神山・曾根沼	
第XIV図版	空中写真 宇曾川と荒神山・曾根沼	
第XV図版	沖島と多景島	
	1 沖島	
	2 東南東上空から見た多景島	
第XVI図版	沖ノ白石	
	1 南南東上空から見た沖ノ白石	
	2 西方上空から見た沖ノ白石	
	3 西北西の湖上から見た沖ノ白石	
	4 西南西から見た沖ノ白石	

第 XVII 図版 荒神山と湖東平野

- 1 南東側から見た荒神山，遠景は高島低地
- 2 琵琶湖側（北北西側）から見た荒神山と曽根沼

第 XVIII 図版 犬上川と愛知川の河口

- 1 犬上川河口
- 2 愛知川河口

図版XI～XIV図版は（国土地理院発行空中写真，4万分の1モノクロ，昭和22年11月撮影を複製）

重力図に関する付記

1. 使用重力計

陸上の測定 Worden 重力計及び LaCoste D 型重力計

湖底の測定 North American 海底重力計

2. 重力観測値 (IGSN '71)

基準重力値 京大・理・地質学鉱物学教室の国際重力基準点の値 979.70727 gal

彦根西部地域の地質

石田志朗*・河田清雄**・宮村 学***

彦根西部地域の地質の研究は、特定地質図幅の研究として昭和56-57年に野外調査を行った。湖東流紋岩類及び花崗岩類については河田清雄が、新生界については石田志朗が、応用地質については宮村学が、また、本図幅地域内の活断層調査は環境地質部衣笠善博技官がそれぞれ担当した。

本図幅地域の調査に当たって、神戸市立教育研究所の前田保夫指導主事、神戸大学松下まり子氏並びに京都大学理学部竹村恵二氏に曾根沼その他の底泥採取、花粉分析・堆積物組成の研究について御協力を頂き、金沢大学理学部の坂上正信教授・松崎栄氏には¹⁴C年代測定していただいた。また、滋賀大学の中野聰志助教授から湖東流紋岩類について有益な御助言を賜った。またボーリング桂状図収集に当たり、滋賀地学研究会の御援助を賜わった。以上の方々から感謝の意を表したい。

EPMAによる鉱物の化学分析には地質部奥村公男技官、薄片の作製には技術部大野正一、宮本昭正、木村朗の各技官及び北海道支所谷津良太郎技官、顕微鏡写真等の図版の作成には総務部正井義郎技官をわずらわせた。

I. 地 形

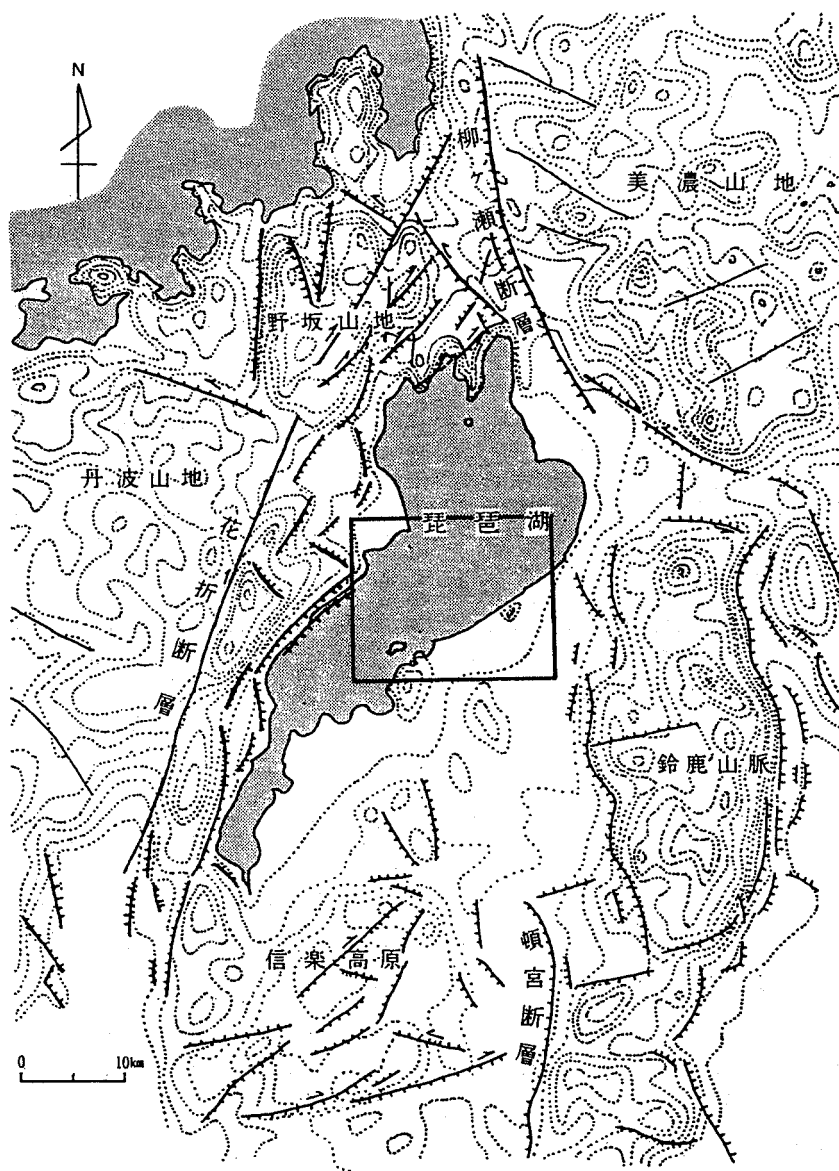
彦根西部図幅地域は近江盆地の中央部に位置し、本地域北東から南西へ琵琶湖中央部の広大な水域が広がる。その西北隅と東南部に平野と山地の一部がある。本地域東南部は湖東平野の主要な部分を占め、湖東島状山地と呼ばれる孤立丘としての小山地が散在している。西北隅は湖西平野の南部と比良山地の東北端が含まれ、泰山寺野台地の縁辺が本地域西北端にわずかにかかる(第1図)。

琵琶湖は南北68km、東西の最大幅22.6km、湖岸線の延長235km、湖面標高84.4mで、湖水域面積は675km²である(小谷, 1971)。本地域はその中央部を含むが、琵琶湖の北湖の部分である。東西の最大幅の位置は、本地域北部の高島から彦根の北を通る線である。水深は中央よりやや北西側に寄った部分が深く、約70m前後であるが、最深部(-103.4m)は本地域北縁の中央やや西寄り、安曇川河口の北から東へ約3km弱の地点である(小谷, 1971)。海水準下19mに当たる。琵琶湖の諸元についての最新の値は次のようである。

琵琶湖の諸元(「琵琶湖」編集委員会, 1983)

水面標高 大阪湾の干潮位からの高さ(85.614m)を指し、この高さを琵琶湖(鳥居川水位観測所)の基準水位としている。

* 京都大学理学部 ** 地質部 *** 大阪出張所



第1図 彦根西部地域及び周辺地域の接峰面と断層分布図 (植村・横山, 1983)
 四角の枠は本図幅地域の範囲を示す。

湖面積 674km² (このうち南湖は58km²)

湖岸線 235km

長軸 63.5km (北端と南端の距離)

最大幅 22.8km (長浜市と新旭町の間)

最小幅 1.35km (琵琶湖大橋の長さ)

最大深度 104m (安曇川河口の沖)

平均深度 41 m

貯水量 275 億 m³

滋賀県地域区分（第2図，池田ほか，1979）は地殻変動による基盤の起伏に基づく地形発達の見点から，山地，丘陵並びに台地，低地に地形を大別し，地域ごとに細分している．それによれば，本地域東南部は湖東低地の芹川，犬上川低地と愛知川低地に含まれ，東部山地のうちの湖東島状山地が散在する．また西北部は湖西低地の高島低地で，そのうちの鴨川低地と安曇川低地の一部とに含まれ，西部山地の比良山地東北端並びに比叡比良山麓丘陵のうちの泰山寺野台地をかすめる（第2図，第1表）．

「彦根西部」地域の地形分類は小林（滋賀県，1981）により報告されている．また湖東低地の地形分類は植村（池田ほか，1979，1983），植村・横山（1983）により，泰山寺野台地の地形分類は東郷（1971）と大橋（池田ほか，1979）とにより，それぞれ報告されている．

比良山地は西隣りの「北小松」図幅地域に含まれ，北北東方向に長く，北へ広がって，北北東へ下る鴨川の谷を挟む．南部の最高点は蓬萊山の1174.3mで，中部に鴨川源流の谷を挟んで西に武奈ヶ岳（1214.4m），東に釈迦岳（1060.6m）がある．釈迦岳から北東へ，岳山（565m）まで花崗岩山地が延びる．本地域の西北部に，小範囲にある山地は，この岳山から東へ琵琶湖に突き出た部分である．

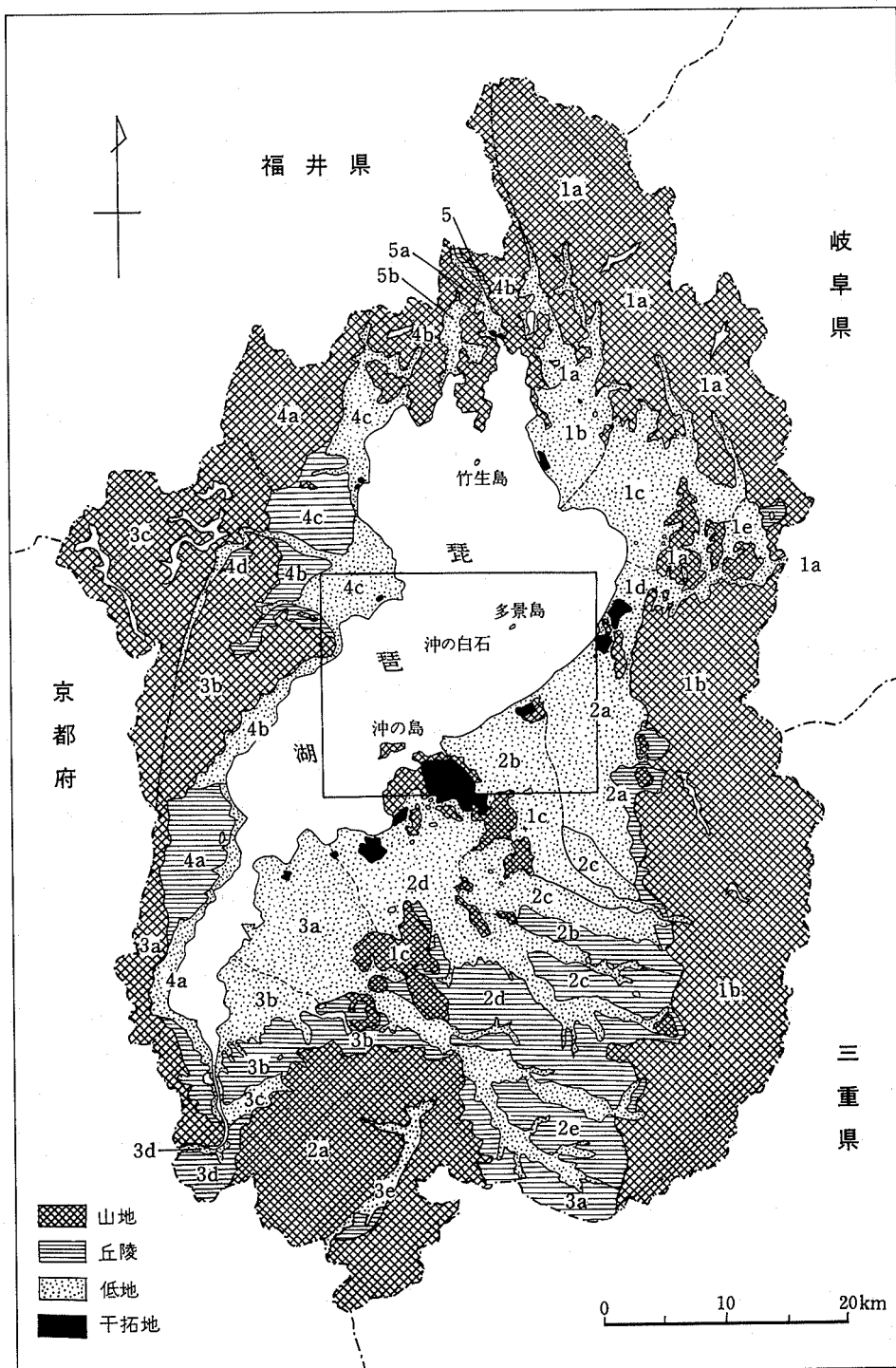
本地域の範囲では海拔高400m台から320mまで，起伏の緩い尾根が広がり，北東側の高島低地と東・南東側の琵琶湖へ向かつては急斜面をなす．

高島低地は安曇川扇状地三角州と饗庭野台地より北の低地をも含む．すなわち更新世中期の扇状地・三角州である饗庭野・泰山寺野の前面に発達した新しい扇状地・三角州と周辺の低地とからなる．本地域の範囲には，東南東へ琵琶湖に突き出た安曇川三角州と，その南側の鴨川扇状地・三角州とが含まれる（第3図）．安曇川と鴨川は自然堤防をつくり，谷口から海拔87-90mまで扇状地を広げている．鴨川扇状地は右岸側で，10/1000，左岸側で6/1000の勾配であり，安曇川扇状地は右岸側で，6/1000，左岸側で5/1000程度の勾配である．扇状地の先には氾濫原の平地が広がるが，安曇川と鴨川の間には，青柳から五反田沼・松ノ木内湖と低湿地が連なる．また鴨川の右岸，山地との間にも和田打川・鯉川の低地内河川がある．鴨川は天井川をつくり，和田打川も青冷寺低地で天井川をつくる．山地から鴨川右岸低地へ出る小田川は，山麓の小規模の丘陵を通過して，天井川をつくり高島の北を流れる．

高島の南には，山地東端から北西に延びる砂嘴により，乙女ヶ池ができています．砂嘴並びに湖岸部は砂礫堆（浜堤）が発達している．安曇川と鴨川の河口には尖角状の砂礫堆が突出している．明治27年の2万分の1地形図と比べ，この突出部の成長が明らかである．松ノ木内湖（西内湖）の東の梅の木内湖（東内湖）は干拓された．また明治27年の2万分の1地形図では高島町勝野から東へ鴨川河口までは沼沢地が並んでいる（第4図）．

湖東島状山地と呼ばれるものは，主として本地域と南隣りの「近江八幡」地域の範囲に散在し，多くは湖東流紋岩類と花崗岩とからなる．本地域には，長命寺山（333m）の北大部分（奥島山という）ときねがさ織山（観音寺山ともいう432.9m）北端部とが「近江八幡」地域とまたがってある．奥島山は本地域南縁の西寄りにあり，海拔高度424.7mである¹⁾．北東端には，かつての大中の湖の排水口の切通しを

1) 正確には，海拔424.7mの山は姉織郡山といひ，奥島山は長命寺山とその北方に連なるこれらの山地の総称である．



第2図 彦根西部地域及び周辺地域の地形区分図 (池田ほか, 1979)
四角の枠は本図幅地域の範囲を示す。

第1表 滋賀県地形区分表 (池田ほか, 1979)

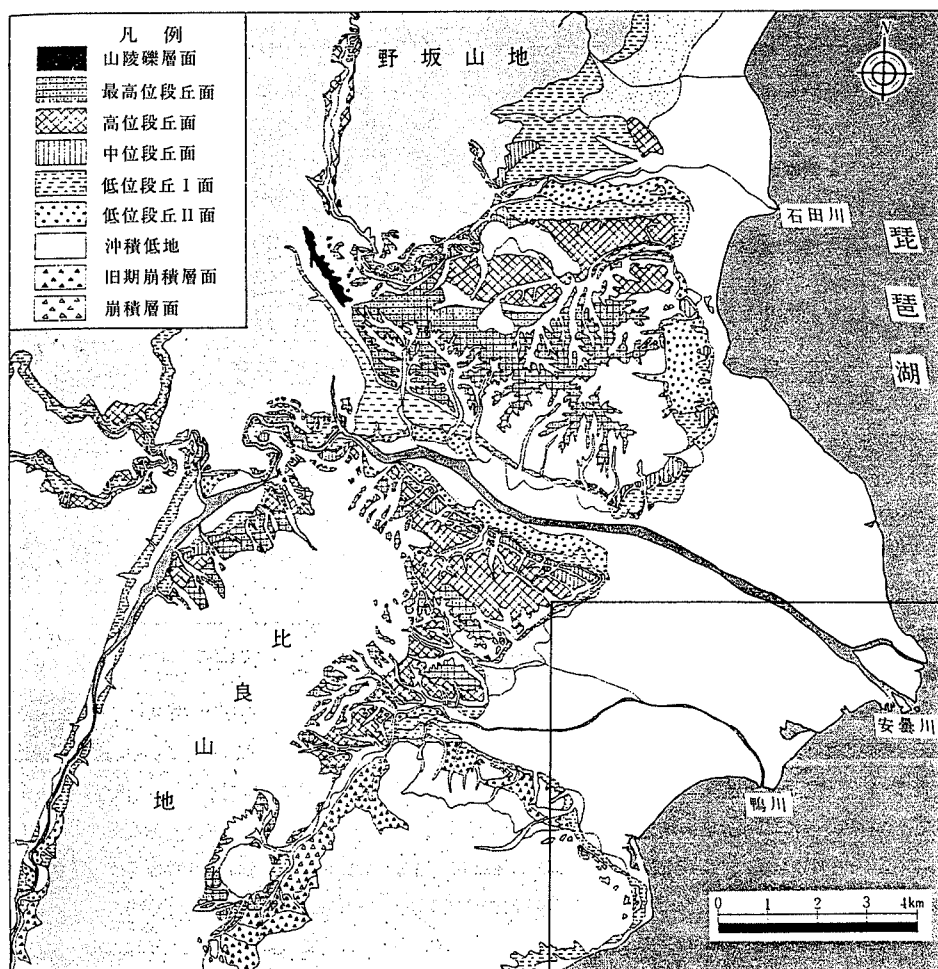
山 地		丘 陵 と 台 地		低 地	
1	東部山地 <ul style="list-style-type: none"> a 伊吹山地 a' 山東山地 b 鈴鹿山脈 c 湖東島状山地 	1	伊吹山麓丘陵	1	湖北低地 <ul style="list-style-type: none"> a 余呉川低地 b 高時川低地 c 姉川低地 d 天野川低地 e 山東盆地
		2	鈴鹿山麓丘陵 <ul style="list-style-type: none"> a 多賀丘陵 b 八日市丘陵 c 日野丘陵 d 水口丘陵 e 甲賀丘陵 	2	湖東低地 <ul style="list-style-type: none"> a 芹川、犬上川低地 b 愛知川低地 c 八日市隆起扇状地 d 日野川低地
2	南部山地 <ul style="list-style-type: none"> a 田上信楽山地 b 醍醐山地 	3	信楽山麓丘陵 <ul style="list-style-type: none"> a 甲南丘陵 b 瀬田・栗東丘陵 c 膳所・石山丘陵 d 郷之口丘陵 	3	湖南低地 <ul style="list-style-type: none"> a 野洲川低地 b 草津川低地 c 大戸川低地 d 大石盆地 e 信楽盆地
3	西部山地 <ul style="list-style-type: none"> a 比叡山地 b 比良山地 c 朽木山地 (丹波山地) 	4	比叡比良山麓丘陵 <ul style="list-style-type: none"> a 堅田丘陵 b 泰山寺野台地 c 饗庭野台地 	4	湖西低地 <ul style="list-style-type: none"> a 北大津低地 b 比良山麓複合扇状地 <ul style="list-style-type: none"> 鴨川低地 安曇川低地 石田川低地 百瀬川低地 知内川低地 c 高島低地 d 朽木谷
4	北部山地 <ul style="list-style-type: none"> a 野坂山地 b 湖北山地 	5	沓掛丘陵	5	湖北低地 <ul style="list-style-type: none"> a 大川低地 b 大浦川低地

挟んで伊崎不動まで突出する210.4mの小山が付随する。これらのほかには躰山北東の和田山(180.2m)、荒神山(261.5m)がある。和田山の西の支稜は長勝寺山・北への支稜は神郷山とも呼ばれる。荒神山の南には、海拔151mの小山地があり、その南東1kmに115.4mの小丘がある。この小丘は明治28年の2万分の1地形図「高宮」(第5図)では117.9mの三角点があり、東微南に長く、東海道線ぎわまで延びている。現在は東南半分が切りとられ、工場が建っている。この小丘の南東1kmにより低平な小丘がある。

湖中には沖島(220.2m)があり、南西端にかしら山(142m)が連なる。本地域北部には多景島(101.3m)、及び沖ノ白石が、小島・岩礁としてあるが、水深50-80m(海拔高約30-0m)からの比高を考えると島状山地であり、厚い湖底堆積物を考慮すれば、基盤岩の尖塔状の山といえる(第6, 11, 12図)。

沖島は町名としては「おきしま」町と呼ばれる。また沖ノ白石²⁾は安曇川町に属する。

2) 国土地理院発行の5万分の1地形図には、白石と記載されている。



第3図 彦根西部地域西北部及び周辺の地形分類図 (大橋, 1979) (池田ほか, 1979より)。四角の枠は本地域西北部の範囲を示す。

湖東平野 (湖東低地) は東の鈴鹿山脈から西へ下った河川が、北西流して琵琶湖に注ぐ間につくった沖積低地である。北東から、芹川・犬上川・宇曾川・愛知川・日野川などであるが、本地域の範囲には日野川を除いた4河川が含まれる。そしてそれらの河川の複合扇状地末端部から氾濫原の地域である。

水山ほか (1975) は、湖東平野の地形分類を行い、網状流路の存在で示される扇状地帯、後背湿地と自然堤防が交錯する自然堤防帯、そして湖岸の低平な三角州帯に区分した。この場合、海拔高度90-100mの間が自然堤防帯に当たり、100m等高線以上を扇状地帯としている。自然堤防帯と三角州帯との識別は微妙であり、また三角州帯のほとんどは氾濫原と言える。地質図の凡例には氾濫原・後背湿地と表現している。一般に後背湿地も氾濫原の範囲に含まれる。氾濫原・後背湿地帯と扇状地帯との境も、必ずしも明瞭ではない。この地域では、湧水帯の分布状態に基づけば海拔高度95-100m付近にあり、水田土壌の直下の地質からは90m付近にその境界があるともされている。地形的には90-95mの等高

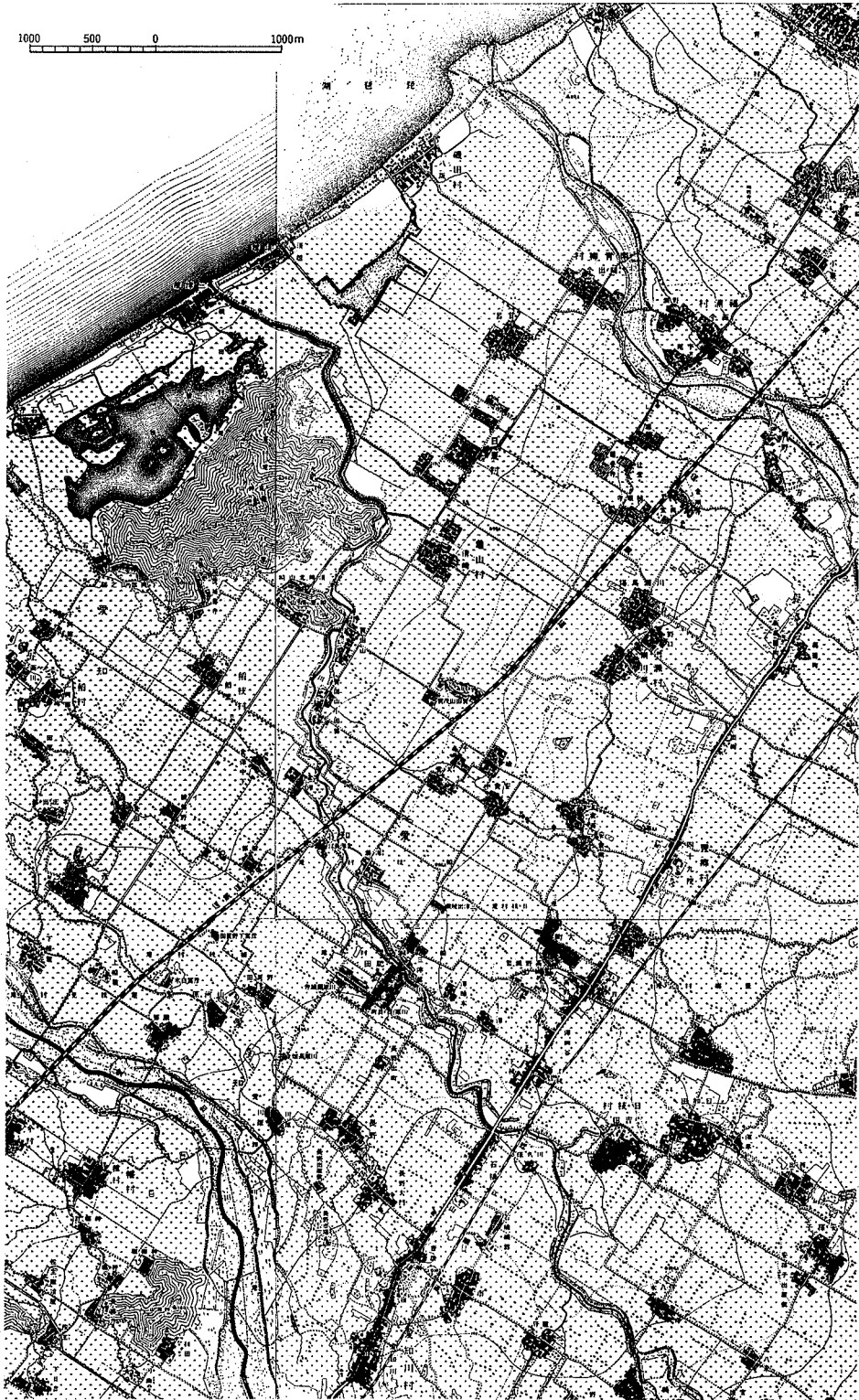


第4図 明治26年(1893年)測図の高島町付近の地形図 二万分の一地形図彦根近傍三十三号「大溝村」
(陸地測量部発行, 明治27年)を35%に縮小して再録

線以上が扇状地地形を形づくっているので、90-95m 付近から上が扇状地と考えられる(第7図)。

本地域東南部には、犬上川扇状地の縁辺部と宇曾川・愛知川扇状地の末端がのぞいている。犬上川扇状地は東隣の「彦根東部」地域の樽崎・正楽寺付近を扇頂とし、西微記方向を軸とした扇形をつくる。現在の犬上川はその東北部を北西流する。扇状地の勾配は5/1000-6/1000である。扇状地上に細かい網状流の地形が残っている。犬上川は下流部で幅150m-350mの間隔で兩岸に自然堤防をつくる。犬上川扇状地末端部は条理制の遺構が残り、自然の堆積面はもはや観察されないといわれる。

愛知川扇状地「御在所山」地域の山上付近を扇頂とし、愛知川は右岸の古い扇状地を削って西北西流し、箕作山・織山・和田山の東側を北流して、和田山の北で北西-西流して琵琶湖へ注ぐ。犬上川と愛知川との間の宇曾川も「御在所山」地域西北隅の祇園・蚊野付近を扇頂とし、西へ扇状地をつくる。20/1000-30/1000の勾配をもつ、みごとな扇状地であるが、その規模は小さく、本地域内では、犬上川・愛

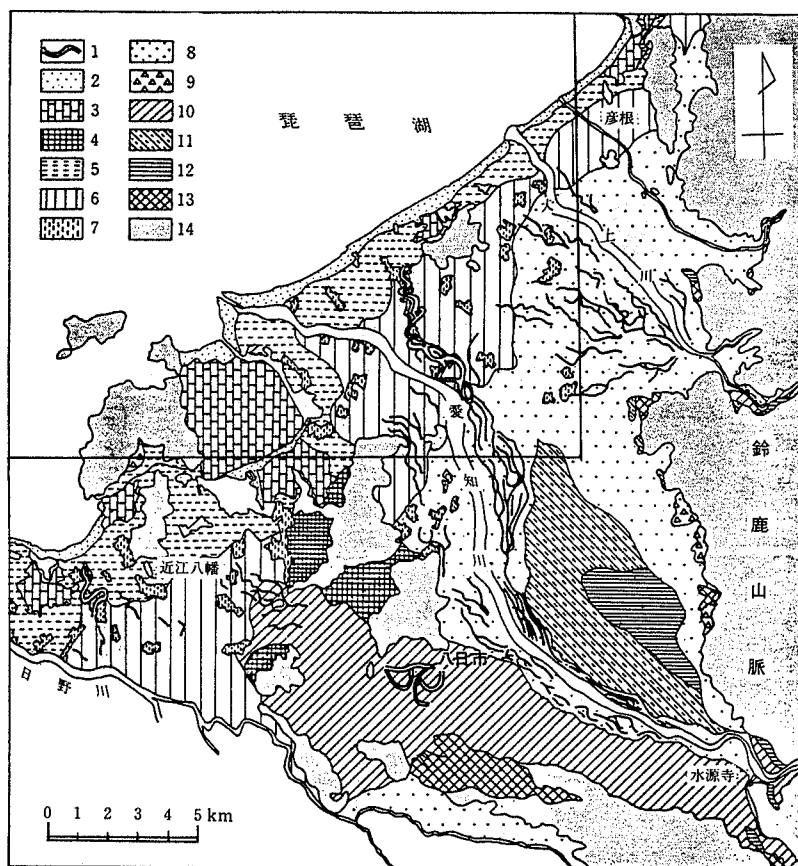


第5図 明治28年(高宮)測図の荒神山周辺の地形図 二万分の一地形図彦根近傍十五号「高宮」ほかを縮小

1000 500 0 1000m



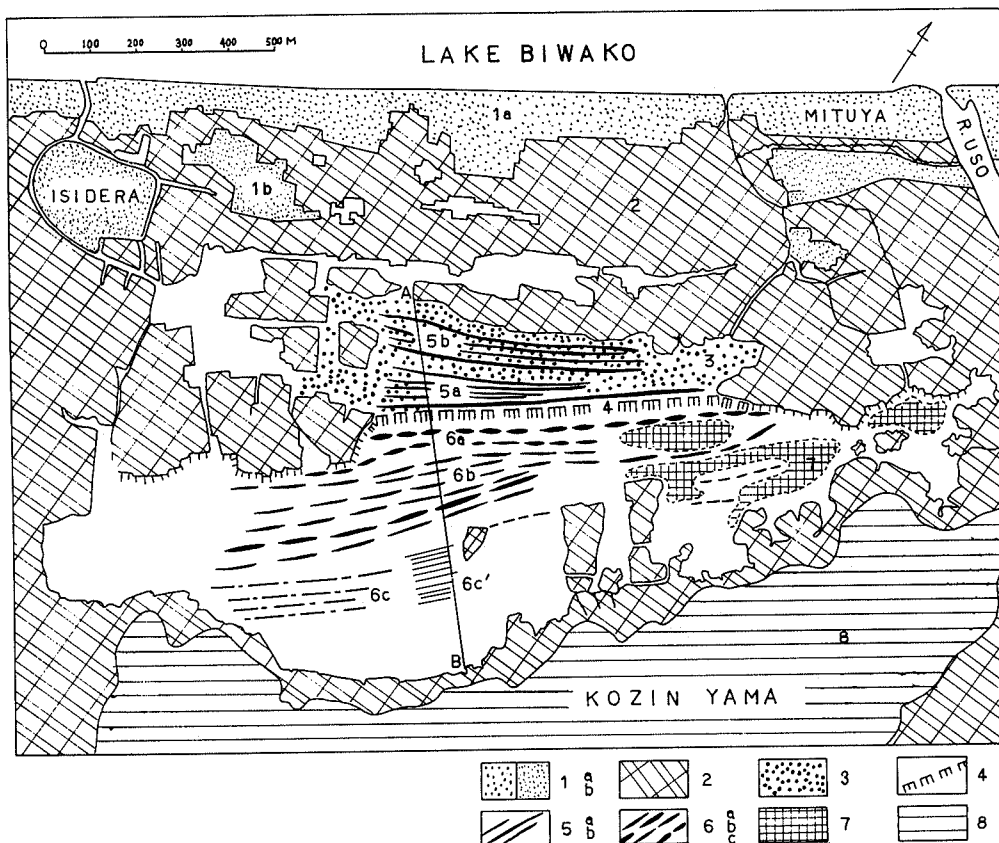
第6図 明治26年測図の沖之島周辺の地形図 二万分の一地形図彦根近傍「沖之島」・「薬枝見村」・「八幡」・「能登川」を29%に縮小して再録（大日本帝国陸地測量部発行，明治27年）



第7図 湖東平野の地形分類図 (池田・植村, 1983) 枠は本図幅地域の範囲を示す。

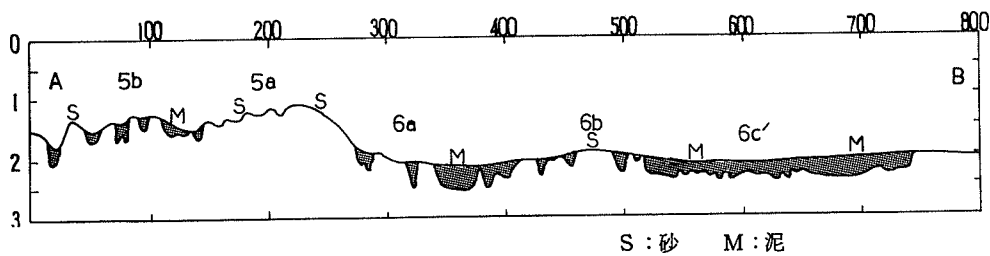
知川扇状地間の低地を北流する。100m 前後の幅で、両側に自然堤防が連なる。荒神山とその南の小山との間や荒神山東北部のへこみに後背湿地をつくり、また荒神山の北側には曾根沼がある (第8図 a, b)。

愛知川氾濫原は和田山から下流に広大な地域を占め、河口には尖状三角州をつくる。ここでも、織山の北西側、長命寺山との間に大中の湖の水域が残った。愛知川下流の自然堤防の間隔は400mに達し、氾濫原の比高は3-4mである。湖岸には幅100-300mの砂礫堆(浜堤)が発達し、氾濫原低地との比高1m前後で、浜堤の内側を後背湿地としている。愛知川氾濫原の北浦・柳川町・宇曾川氾濫原の下石寺西には沼が残っている。また宇曾川右岸の野田沼もそうである。明治27年の2万分の1地形図(第5図)では、それらの沼地は現在より数多くまた大きい。大中の湖は干拓され、曾根沼も西半分が干拓された。大中の湖の旧湖低地形が藤岡(1954)により示されている(第9図)。それは中央大砂州より北のみの範囲であるが南東部が低い。大砂州はかつての湖岸砂礫堆と考えられ、その湖側に大中の湖南遺跡があり、現湖面より低いところにある。湖面変化を論ずる資料となっている。

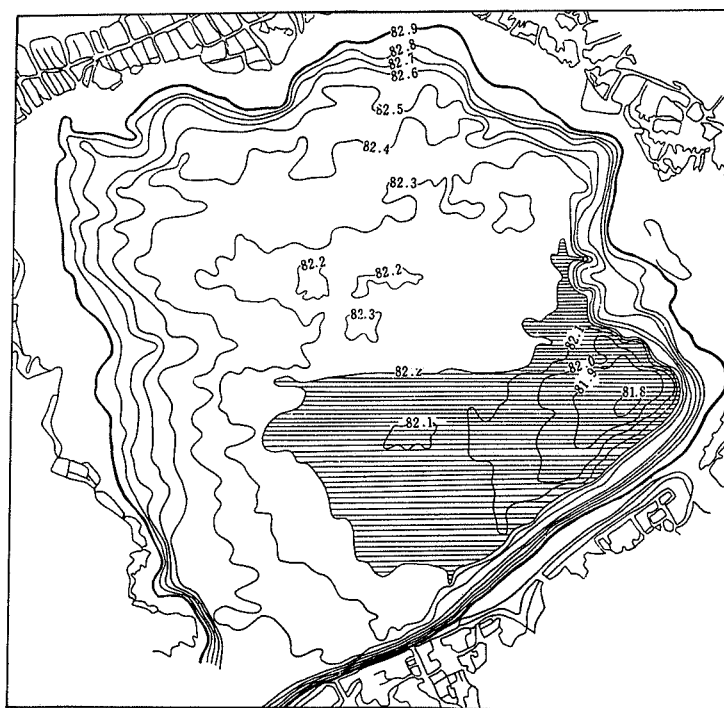


第8図a 曾根沼の地形学図 (小谷, 1971)

- 1. beach ridge 2. back marsh 3. 沈水した古い bar
- 4. back slope 5. 古い bar 上面の swell 群
- 6. 内湖盆底の泥に埋没した swell 群
- 7. depression 8. 山地



第8図b 曾根沼の堆積構造 (小谷, 1971)



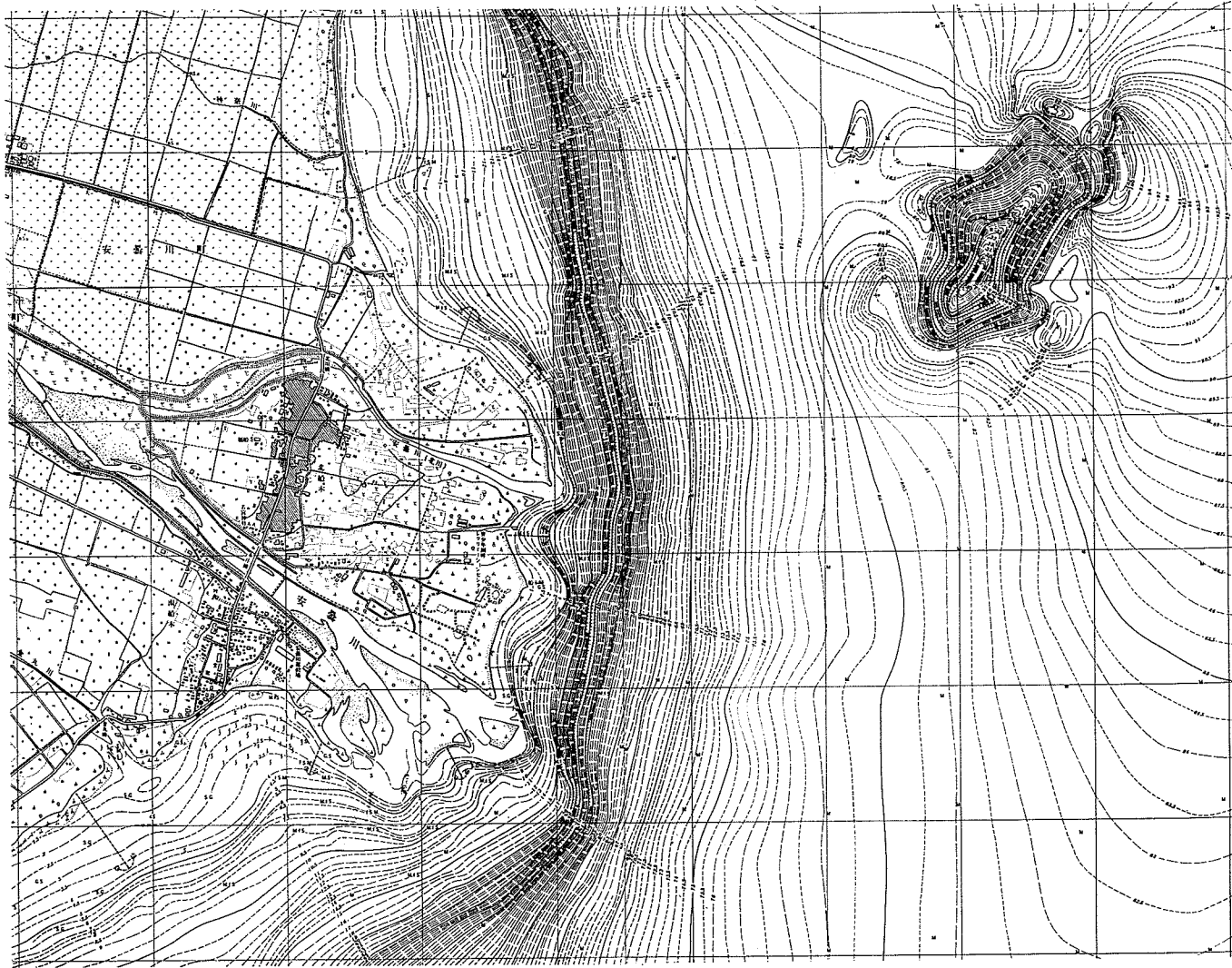
第9図 旧大中之湖の等高線（藤岡，1954）

琵琶湖の湖底地形

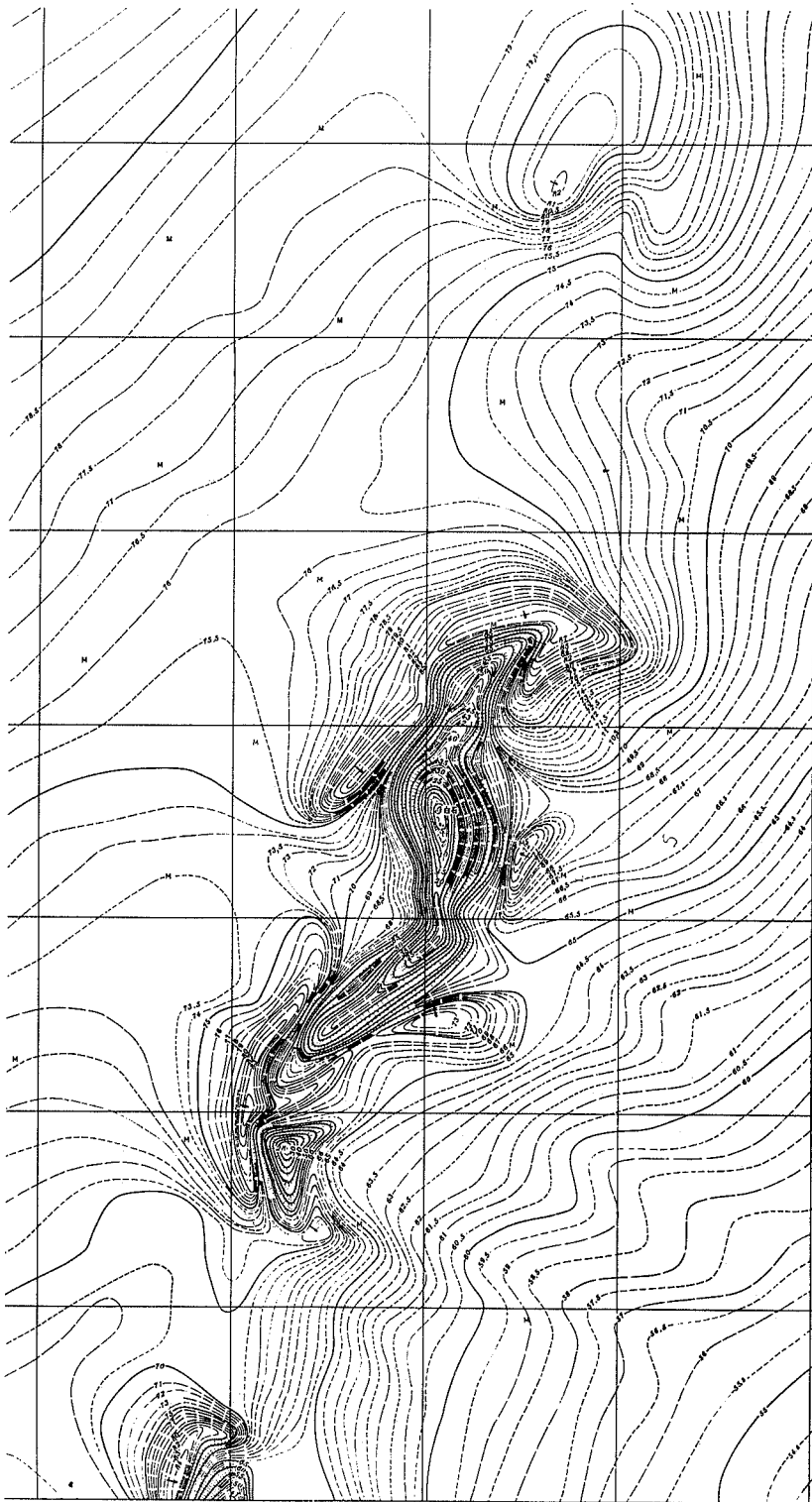
琵琶湖全域の湖盆形態の研究は明治41年に始まった。そのような琵琶湖の研究史は上野（1971）によりまとめられている。国土地理院（1964）は1万分の1縮尺、等深線間隔50cmの詳細な琵琶湖湖沼図を作成した（第10，11，12，13図）。それには底質も記載されている（第14図）。この湖沼図作成にたずさわった小谷 昌は、後に琵琶湖の湖底地形及びその環境について論じている（小谷，1971）。

湖底地形は沿岸帯・亜沿岸帯・湖盆底の3地形群に分類され、それらの3地形域はそれぞれ地形の性質や底質、植生、生物、水温、湖水の流動など異なる環境を構成しているという。沿岸帯地形群はデルタや湖棚などで、亜沿岸帯地形群は湖底段丘群である。湖底段丘は4段識別されている。浅い方から第3湖底段丘（-5m）、第2湖底段丘（-10±m）、第1湖底段丘（-20～25m）、埋没湖底段丘（-45m以深）である。第1湖底段丘が広い面積を占め最もよく発達し、埋没湖底段丘は第1湖底段丘に大部分埋没しているという（第15図、第2表）。

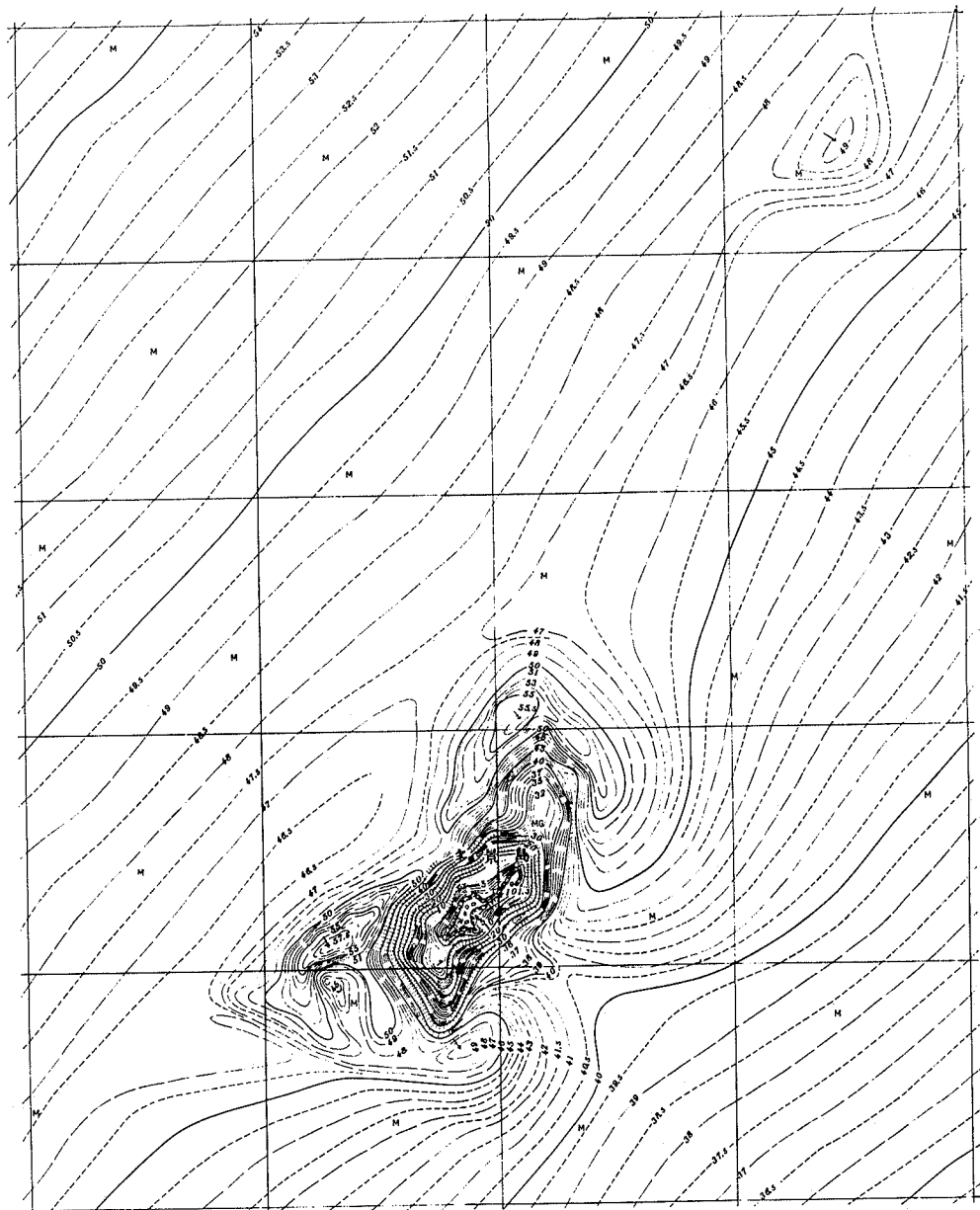
湖盆底平坦面は琵琶湖北湖では、明神崎—沖島線の水深70mより浅い湖盆底鞍部で隔てられた南北2つの地域に分けられる。南湖盆は滋賀沖から北小松沖へかけ、南小松沖に湖盆底中にお鞍部（Saddle）がある。北湖盆は沖島と安曇川河口を結ぶ線上から北へ、今津浜沖まで延びる。この湖盆底平坦面も北舟木北東の鞍部で、南北2つの90m以深部に分かれる。南の90m以深部は、長さ1km、幅0.5kmの水没島の東にある。この水没島は木地域北縁の中央やや西よりにあり、その頂部は水深24mで、東側（沖側）では湖底まで最大80mに達する。この水没島の基底部に5つの甌穴（kettle hole）ができて



第10図 安曇川河口と琵琶湖最深部 (KM点)の湖底地形 (国土地理院, 1964, 湖沼図 琵琶湖 6, 7, 9, 10号の部分, 方眼の目盛りは1km)

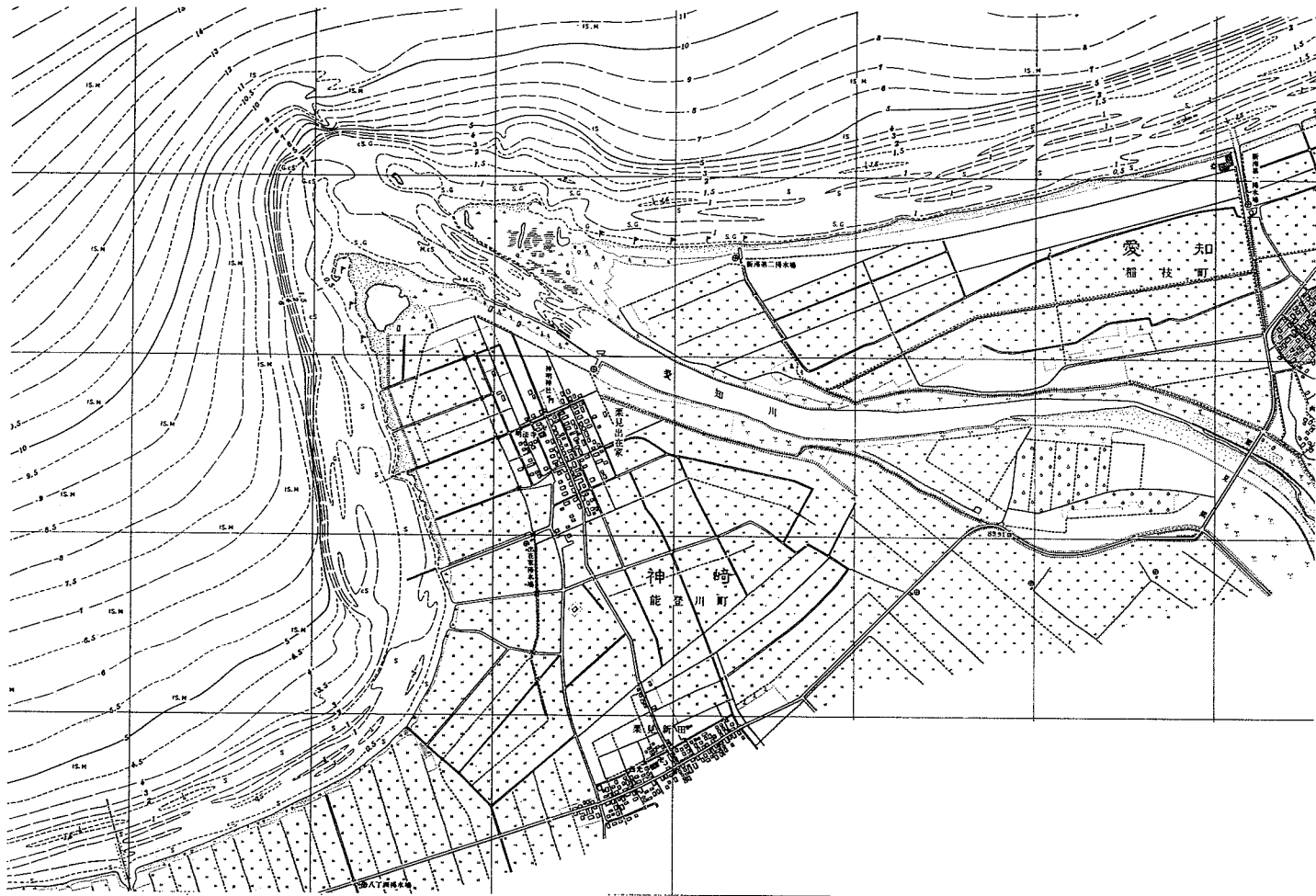


第11図 白石付近の湖底地形 (国土地理院, 1964, 湖沼図 琵琶湖10号「白石島」の部分, 1 km方眼)

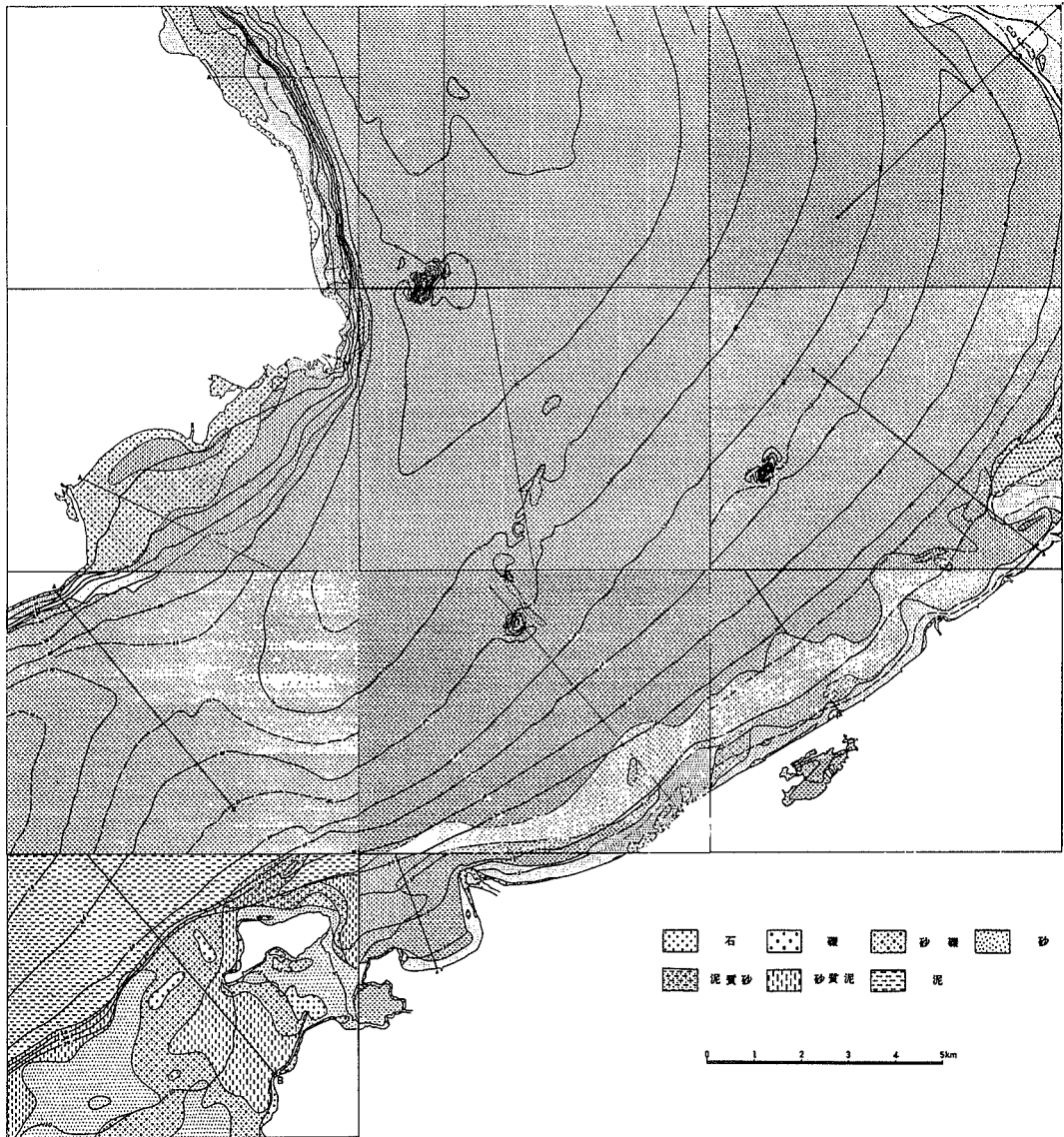


第12図 多景島付近の湖底地形 (国土地理院, 1964, 湖沼図 琵琶湖11号(1)「彦根-多景島1」の部分)

いる。この東の90m等深線に囲まれた琵琶湖最深部は25km²あり、94.5mの深さのところがある。琵琶湖の最深点はこの最深部の外にあり、舟木沖水没島の北東隅の甌穴中である。底部の広さは直径数m以内の小さい摺鉢状あるいは円錐状の凹みである。1956年発見者の小谷 昌と船頭前田年名の頭文字をとってK.M.点と命名された(第16図)。



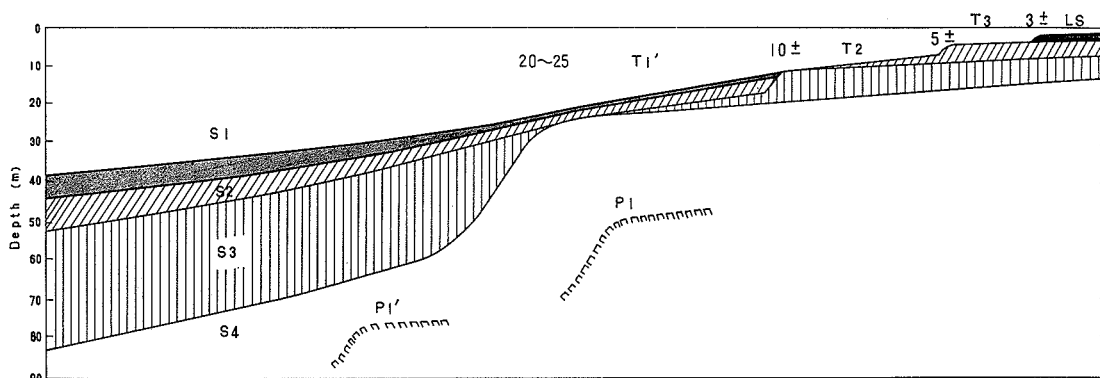
第13図 愛知川河口付近の湖底地形図 (国土地理院, 1964, 湖沼図 琵琶湖17号「愛知川」の部分)



第14図 琵琶湖湖底質図（国土地理院，1964，湖沼図 琵琶湖 9, 10, 11(i), 12, 13, 14, 16及び17図から編集して使用）

水没島はまた琵琶湖中央の沖ノ白石付近に南北6kmにわたって列島をつくっている。沖ノ白石はその最高点が湖水面上に現れたものである。水没島周辺には甌穴がある。このような列は東の多景島付近にもみられる。

深溝は湖底段丘崖下あるいは湖盆底緩斜面上に、いづれも湖岸線とほぼ平行した細長いchannel状の凹地形である。凹みは深いもので4mあるという。ほぼ等深度につらなる深溝を結ぶ地形的不連続線を深溝列線と呼んでいる。これは旧汀線を示すと考えられている。神島から東へほぼ15mの深さに並ぶものと、その沖合40-50mの深さに2列みられる。また北西側の鴨川沖の湖底段丘崖下段も深さ50m



第15図 湖底段丘（琵琶湖東岸）模式図（小谷，1971）

T₁：第1湖底段丘 Ls：湖棚
 T₂：第2湖底段丘 P₁, P₁'：埋設湖底段丘
 T₃：第3湖底段丘 S₁-S₄：スパーカー第1層～第4層（S₁, S₂は沖積層）

第2表 湖底段丘と河岸段丘の対比（小谷，1971）

滋賀丘陵	湖底段丘	音波探査	
谷床	湖棚，頂置層	-2～3m	第1層 10m
低位段丘	第3湖底段丘	-5	第2層 40
	第2湖底段丘	-10+-	第3層 85
高位段丘	第1湖底段丘	-20～25	第4層 ?
	埋設湖底段丘	->45	(段底からの層厚)

前後にある。

微凹地は小凹地で，本地域内では沖島南の砂礫堆上の2地点にある。

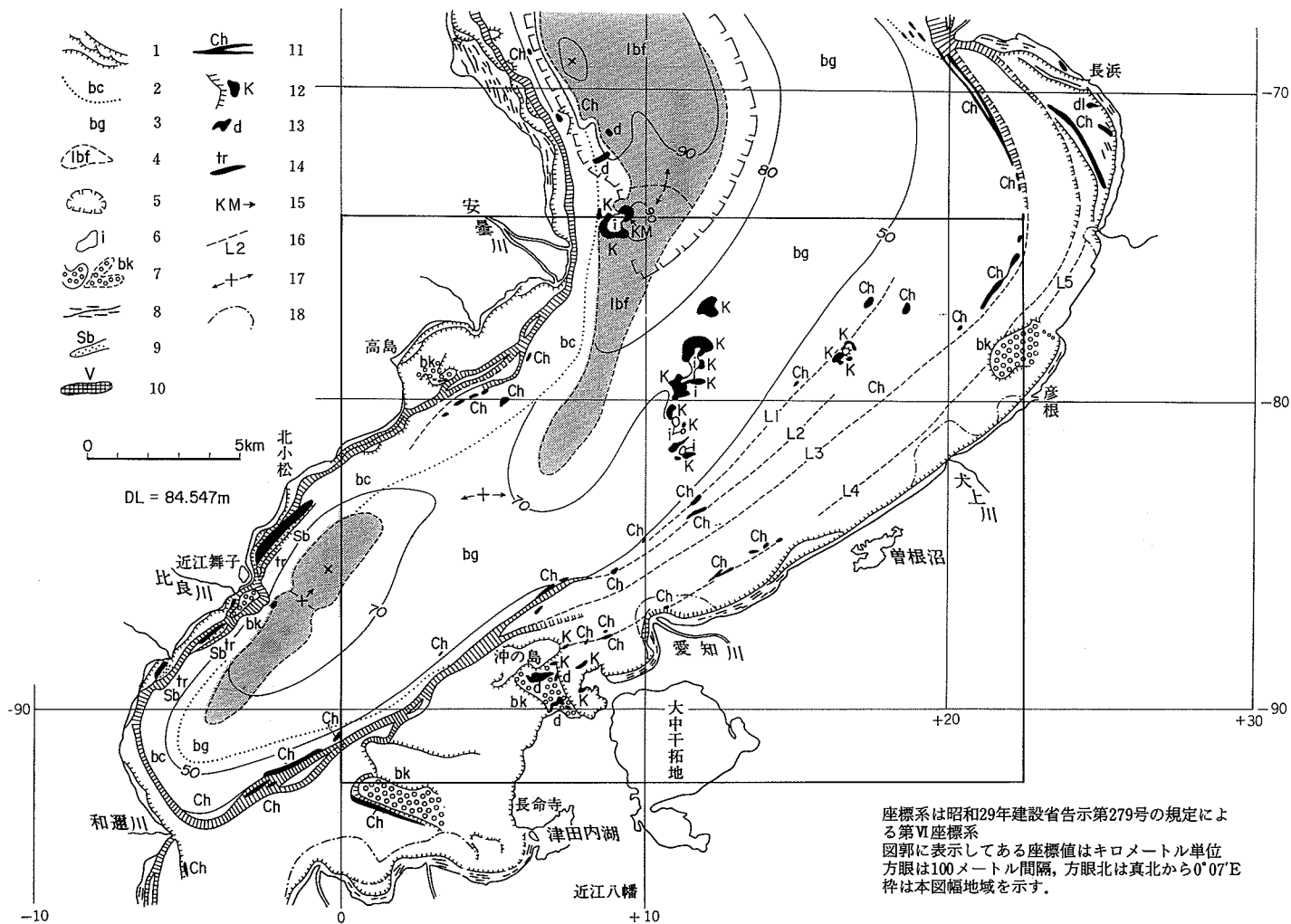
湖盆底が海面より下位にあるとき，この部分を潜窪と呼ぶ。琵琶湖の潜窪は北湖盆に限られ，海面下6-12mで，最深点は海面下19mである。

II. 地質概説

本図幅地域には西南日本内帯の後期白亜紀火山・深成岩類が低山地・湖東島状山地並びに琵琶湖中の島・岩礁をつくっている。高島低地・湖東平野は礫・砂・泥よりなる沖積層でつくられ，琵琶湖底には泥を主とした堆積物が広く分布する（第3表）。

本図幅地域は基盤岩の地質構造区から見れば丹波・美濃帯に属するが，いわゆる琵琶湖低地帯に位置しているため基盤岩類の露出は見られない。標高300-400m程度の残丘状地形が点在するが，これらはすべて西南日本内帯に特有な後期白亜紀火山・深成岩類によって構成されている（第17図）。

陥没低地帯の下部には恐らく丹波・美濃帯の中・古生層が広く伏在しているものと予想される。



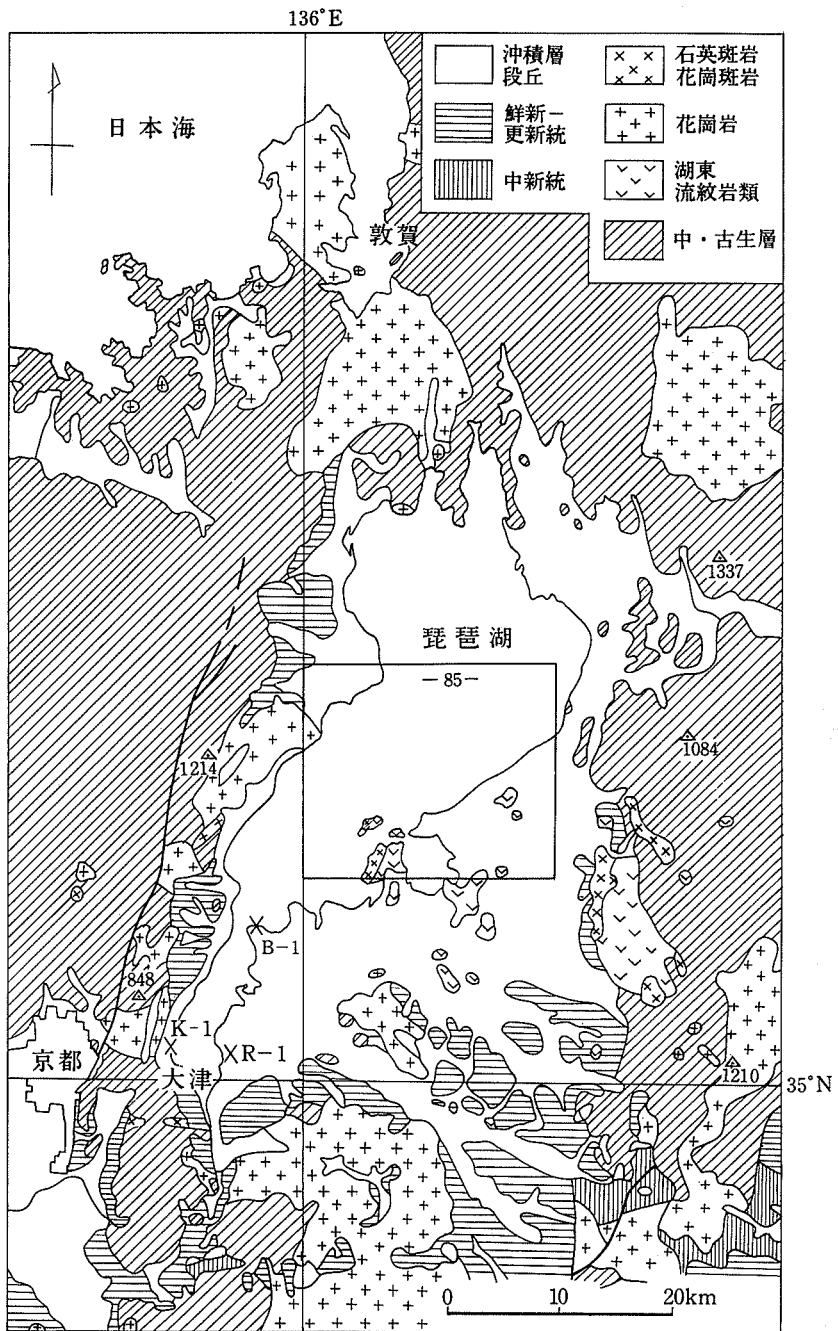
第16図 琵琶湖湖底地形学図 (小谷, 1971, 部分) 1: 湖底段丘, デルタ, lacustrine shelf, 2: 湖盆縁辺の凹形斜面, 3: 湖盆底緩斜面, 4: 湖盆底平坦面, 5: 潜窟, 6: 水没島, 7: 砂礫堆, 8: ripple bar, 9: 沈水 bar, 10: 湖底谷, 11: 深溝, 12: 深溝列線, 13: 深溝 (Sublacustrine kettle hole), 14: 鞍部, 15: 最深点-103.6m, 16: 深溝列線, 17: 鞍部 (Saddle), 18: delta の領域 枠は本幅地域を示す。

座標系は昭和29年建設省告示第279号の規定による第VI座標系
 図郭に表示してある座標値はキロメートル単位
 方眼は100メートル間隔, 方眼北は真北から0°07'E
 枠は本幅地域を示す。

第3表 彦根西部地域の地質系統表

地質時代			地 質 系 統	地 史	
新 生 代	第 四 紀	完 新 世	沖積層 { 氾濫原・後背湿地堆積物 自然堤防・河床・旧浜堤堆積物 緩傾斜扇状地堆積物 浜堤・三角州堆積物 崖錐・崩積堆積物		
		更 新 世		高島累層(高位段丘)	現琵琶湖
	新 第 三 紀	鮮 新 世	(未区分古期礫層)	古琵琶湖層群*	現琵琶湖・湖西 の古琵琶湖
		中 新 世			湖東の古琵琶湖
	古第三紀		比良花崗岩など 花崗閃緑斑岩		琵琶湖山地
					深成作用
中 生 代	白 垂 紀	後 期	湖東流紋岩類	火山作用	
		前 期			
	ジュラ紀	中・古生層*(美濃・丹波帯)		地向斜	
	三疊紀				
古 生 代	二疊紀				

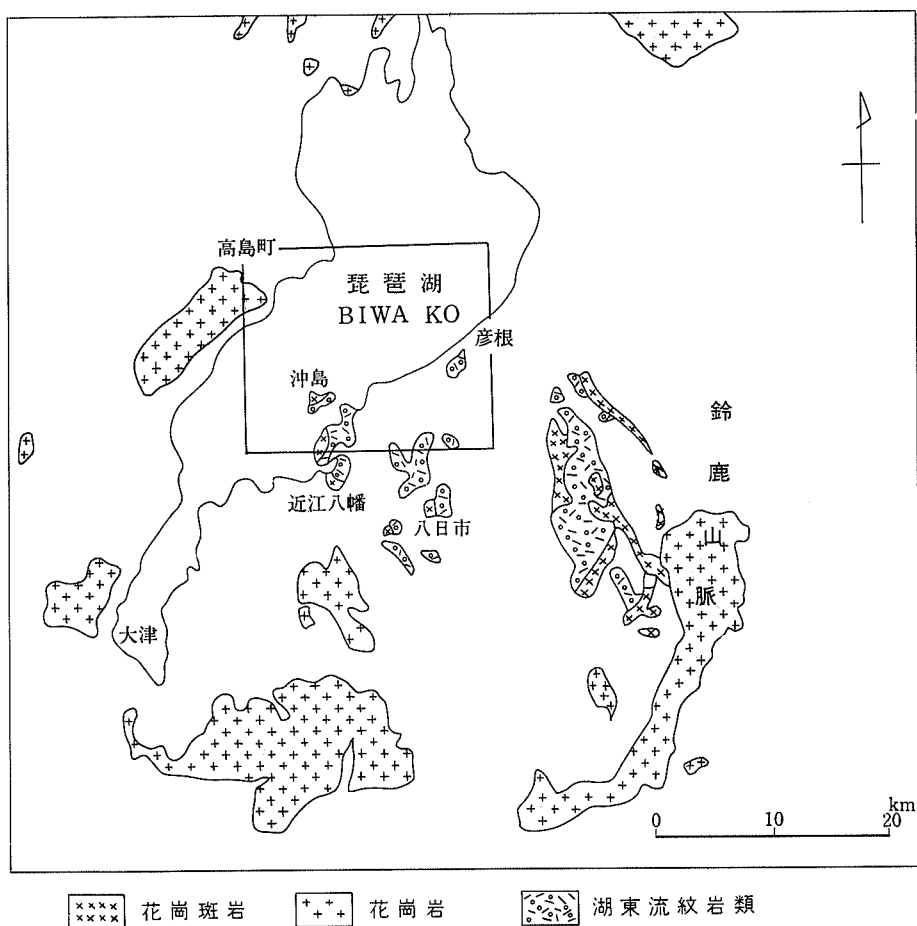
* 本図幅地域内には露出しない



第17図 琵琶湖周辺の地質図 (石田, 1976) 注 測量10月号 枠は本図幅地域を示す。

後期白亜紀火山・深成岩類は湖東流紋岩類と花崗岩類である。湖東流紋岩類（三村・河田，1970）は流紋岩—流紋デイサイト火砕流堆積物を主体とし，若干の碎屑岩類を伴う火山岩類で，中部地方の濃飛流紋岩類や近畿地方の有馬層群（珪長質火山岩類）に対比される。

湖東流紋岩類の主岩体は鈴鹿山脈西縁寄りの犬上川上流域（「御在所山」図幅地域内）に分布の中心をもち，丹波・美濃帯の中・古生層山地を噴出の中心域としている。主岩体の西縁は鈴鹿山脈の急崖となつて湖東平野に臨み，山麓部では古琵琶湖層群に覆われているが，一部では断層で接している（第18図）。



第18図 琵琶湖及びその周辺地域における湖東流紋岩類及び後期白亜紀花崗岩類の分布略図

湖東平野部に分布する湖東流紋岩類の北方延長は沖島北東11kmの湖上の岩礁“沖ノ白石”に分布が確認されている。更に北方—北西方延長が予想されるが湖西地域ではまだ露頭を確認していない。しかし，北隣「竹生島」地域内の高島郡今津町饗場野陸上自衛隊演習場周辺や新旭町西方の傍示ヶ谷層中には湖東流紋岩類に類似の溶結凝灰岩が礫としてしばしば見いだされる。

湖西地域は比良山の花崗岩分布地域に見られるように著しい隆起地形を示している。したがって削剝

が進んで残っていない可能性も考えられる。しかし、礫の存在は湖東流紋岩類の北西方延長部が今津町付近にまで及んでいたことを示唆しているものと考えられる。このような推理に基づいて湖東流紋岩類のかつての規模を復元すれば湖東流紋岩類は NNW-SSE 方向に伸長し、少なくとも長径 60km、短径 30km 以上の火砕流堆積物であったと推定される。

NNW-SSE 方向は丹波・美濃帯の一般走向と斜交しており、中部地方の濃飛流紋岩類が NW-SE 方向に伸長し、美濃帯の一般走向に斜交している事実とよく一致している。

後期白亜紀—古第三紀の花崗岩類は湖東流紋岩類の外縁を取り巻くような形で出現する。巨視的に見れば第 18 図からも明らかなように、湖東流紋岩類の東縁—南東縁は鈴鹿花崗岩に、南縁は田上山・三雲花崗岩に、また、西縁は比良花崗岩により取り囲まれている。流紋岩類の分布地域内にも花崗岩類の小規模なストック状岩体の一部が露出し、周囲の流紋岩類に著しい熱変成作用を与えている。

本地域付近では新第三紀以降の火成活動は見られず、更新世前期から後期にかけて琵琶湖低地帯とその周辺に礫・砂及び泥からなる堆積物が形成された。

沖積平野並びに琵琶湖湖底下には、更新統の古琵琶湖層群と段丘堆積物相当層とが厚く埋没していると考えられるが、琵琶湖付近が山岳地帯であった新第三紀の河成礫も一部に存在することが予想される。この河成礫は湖南から南山城一帯で復元された古山城川（飯田，1980）の堆積物の可能性もあり、それは信楽や伊賀の礫・砂層に連なって、古琵琶湖層群下部の一員となっている。水口の未区分（新第三紀）古期礫層（滋賀自然環境研究会，1979）や饗庭野の傍示ヶ谷層（ぼうじがたにISHIDA and NAKAGAWA, 1978）もそれと同様、古琵琶湖層群下部に相当するものかもしれないし、より古く中新統上部であるかもしれない。

III. 湖東流紋岩類

III. 1 研究史

琵琶湖東部平野（湖東平野）及びその後背山地には、古くから石英斑岩や花崗斑岩の分布が知られており、これらは白亜紀後期の貫入岩類に属するものと考えられていた（例えば 50 万分の 1 地質図幅「京都」（1950））。

1950 年代の後半には本地域内の湖東平野中の島状山地（荒神山）の“石英斑岩”の風化作用に関する研究が行われている（SUWA *et al.*, 1958）。

1960 年代に至り西南日本内帯に広く分布するこれらの酸性岩類の大部分が流紋岩類を主とする火砕流堆積物であり、中部・近畿地方では、基盤の美濃・丹波帯の中・古生層を広く覆って地表に噴出したことが明らかにされた。また、これらの珪長質火山岩類に引き続いて花崗閃緑斑岩、花崗斑岩、石英斑岩及び花崗岩がほぼ同一地域に貫入し、火山・深成岩類からなる巨大な複合岩類を形成し、西南日本内帯に特徴的な後期白亜紀火成活動の産物であることが判明した。

1960 年代の初めに、中部地方内陸部において広域的に地質図幅調査が始められ、問題の珪長質火山岩類は流紋岩質の火砕流堆積物を主体とすることから、濃飛流紋岩類（河田ほか，1961）と命名され、その全容が次第に明らかにされてきた。また、これに引き続いて近畿・中国地方においても相い次いで同

様な岩石の調査・研究が始められた。

厚い火砕流堆積物の中には、しばしば砕屑岩類が挟まれる。近畿地方では有馬層群、姫路地方では相生層群の名称で呼ばれるものもほぼ同様な火砕流堆積物を主体とする火山岩類である。

従来、石英斑岩及び花崗斑岩として一括されていた、湖東平野とその後背山地に分布する問題の岩石についても検討を追られた結果、河田（1969）は、これらの岩石の大部分が流紋岩—流紋デイサイトからなる溶結凝灰岩であることを明らかにした。更に、上記の岩石の主要な分布地域が琵琶湖東部地域にあることから、これらの流紋岩類を湖東流紋岩類と命名した（三村・河田，1970）。

1970年代に入り、湖東流紋岩類分布地域の一部を含む、5万分の1地質図幅「彦根東部」が出版され、湖東流紋岩類主岩体の北端部について層序・岩質区分が明らかにされた（宮村ほか，1976）。

湖東流紋岩類は第18図に示すように彦根市から近江八幡市に至る地域の琵琶湖東岸平野に点在する残丘状山地を構成する複数の岩体と、犬上川上流から愛知川の上流にかけて南北に約15km、東西に約5kmのだ円体状に伸長した岩体とに大別される。犬上川上流から愛知川上流にかけての岩体は分布面積が最も大きく、その延長部は鈴鹿山脈に連なるものである。この岩体を宮村ほか（1976）は湖東流紋岩類の主岩体と呼び、平野部に孤立した複数の小岩体（平野部岩体）と便宜上区別した。

宮村ほか（1976）は、主として流紋岩からなる火山岩と、それに随伴する貫入岩とをあわせて湖東流紋岩類と呼び、流紋岩類の層序と貫入岩類の関係を第4表のごとく示し、流紋岩類は下位の萱原溶結凝灰岩層と上位の八尾山火砕岩層とに区別した。

第4表 彦根東部地域の湖東流紋岩類の層序区分

宮村ほか（1976）

犬上花崗斑岩
八尾山火砕岩層
深谷層
秦荘石英斑岩
萱原溶結凝灰岩層

1970年代の初めには、滋賀県下（主として湖東地域）の高校教師による湖東流紋岩類の団体研究グループが発足し、主として湖東流紋岩類の主岩体の調査・研究に従事してきた。

湖東流紋岩類研究グループは、湖東流紋岩類主岩体の層序・岩質区分を行い（第5表）、前述の萱原溶結凝灰岩層の更に下位に加領川溶結凝灰岩層、佐目溶結凝灰岩層の存在を明らかにし、更に八尾山火砕岩層の上位に枉葉尾火砕岩層を識別した（西川ほか，1979）。

その後、1983年には同研究グループが湖東流紋岩類主岩体の火成活動史（第19図）について考察し、萱原溶結凝灰岩、佐目溶結凝灰岩と噴出時期を同じくする君ヶ畑溶結凝灰岩を識別した。更に特筆すべきことは、貫入岩とされている秦荘石英斑岩は萱原・佐目両溶結凝灰岩との接触部付近で漸移的に溶結凝灰岩に移化すると述べていることである。

また、形成機構に関しては湖東流紋岩類主岩体において2つの火成活動のサイクルを識別（萱原溶結

第5表 湖東流紋岩類層序表

<p>主岩体・北部・中部</p> <p>犬上花崗斑岩</p> <p>八尾山火砕岩層(250m)</p> <p>深谷層(0~1m)</p> <p>秦荘石英斑岩</p> <p>萱原溶結凝灰岩層(450m)</p> <p>加領川溶結凝灰岩層(?)</p>	<p>主岩体・南部</p> <p>杠葉尾火砕岩層</p> <p>花崗岩・花崗斑岩</p> <p>佐目溶結凝灰岩層(400m)</p>	<p>平野部岩体</p> <p>花崗岩・花崗斑岩</p> <p>瓶割山溶結凝灰岩層(220m)</p> <p>腰越溶結凝灰岩層(3m)</p> <p>竜石山層(1~4m)</p> <p>安土溶結凝灰岩層(20m)</p>
---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	---------------------------------------------------------------------------	-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

南西部・北西部				南東部				北東部				
				杠葉尾火砕岩								
犬上花崗斑岩												
八尾山火砕岩	軽石凝灰岩											
	溶結凝灰岩											
	角礫岩											
深谷層												
秦荘石英斑岩												
萱原溶結凝灰岩				佐目溶結凝灰岩				君ヶ畑溶結凝灰岩				

西川ほか(1983)

第19図 湖東流紋岩類主岩体の火成活動史

凝灰岩—秦荘石英斑岩，八尾山火砕岩—犬上花崗斑岩) し，2回のサイクルによって，この地域にコーールドロンが形成したとし，“湖東コーールドロン”を提唱した(西川ほか，1983)。

また，平野部の湖東流紋岩類は本地域内では奥島山，沖島，荒神山，和田山，織山の一部，また南隣「近江八幡」地域では，^{みつくり}織山，安土山，^{かめわり}箕作山，雪野山，布施山，瓶割山，八幡山，丸山及び岡山などの丘陵及び山地に分布する。これらの流紋岩類のうち，安土町役場庁舎裏手の崖に露出する火砕岩層に対しては，下位より安土溶結凝灰岩層，竜石山層，腰越溶結凝灰岩層及び瓶割山溶結凝灰岩層を識別している(西川ほか，1983)。しかし，平野部全体についての層序や対比はまだ明らかになっていない。

湖東流紋岩類（三村・河田，1970）は琵琶湖東部地域に分布する流紋岩類について与えられた総称である。しかし宮村ほか（1976）は、火砕岩類に随伴する貫入岩類をも含めて湖東流紋岩類と呼んだ。本地質図幅では“湖東流紋岩類”という名称は元の定義のとおり火砕岩及び火砕流堆積物からなる珪長質火山岩類についてのみ適用することとし、随伴する貫入岩類は湖東流紋岩類から除外する。

III. 2 彦根西部地域内の湖東流紋岩類

本図幅地域内の主要な湖東流紋岩類は近江八幡市に属する琵琶湖畔の奥島山、沖島、織山北端部、和田山及び荒神山とそれぞれ独立した山体を形成して産出する。これらのほかに小規模ではあるが、ほぼ琵琶湖中央部の“沖ノ白石”と呼ばれる岩礁を形成して露出するものと、多景島の花崗岩中に捕獲岩塊として産するものがある、

本図幅地域内の流紋岩類は前述のように各山体がそれぞれ独立していることや、マーカー層としての堆積岩層に乏しいことなどにより、全体の層序を明らかにすることがはなはだ困難である。

本図幅地域東部の荒神山と南西部の奥島山とは10kmも隔たっており、その間における情報は皆無である。

本図幅地域内の流紋岩類を分布地域により大別し、北東部地域と中央部及び西部地域とに分けて記載する。

地域別に区分された各溶結凝灰岩及び砕屑岩類の層序・岩質区分による一覧表は第6表に示したが、既に述べたように地域相互間における対比は非常に困難なため、各溶結凝灰岩や砕屑岩のもつ特徴と類似性を考慮して比較・対比の基準とした（第6表）。

便宜的に下位の地層の出現する西部地域から記載する。

第6表 彦根西部地域の湖東流紋岩類の地区別層序区分と岩質一覧表

西 部	中 央 部	北 東 部
伊崎溶結凝灰岩(デイサイト) 奥島山溶結凝灰岩(流紋岩)	織山溶結凝灰岩(流紋岩) 和田溶結凝灰岩(デイサイト) 安楽寺部層(凝灰岩及び砂岩)	荒神山溶結凝灰岩(流紋岩) (凝灰岩・砂岩及び泥岩を挟む)
沖島溶結凝灰岩(流紋デイサイト)	安土溶結凝灰岩(流紋デイサイトー デイサイト)	
宮ヶ浜溶結凝灰岩(流紋デイサイト)		

III. 3 西部地域の湖東流紋岩類

本地域の溶結凝灰岩は近江八幡市に属する琵琶湖東岸地域と沖島地域に分布する。宮ヶ浜溶結凝灰岩を最下位とし4つのユニットに分けられる。本地域における奥島山溶結凝灰岩は中央部の織山溶結凝灰岩と岩質が類似する。

Ⅲ. 3. 1 宮ヶ浜溶結凝灰岩

本岩は宮ヶ浜南西方の標高 348m 高地付近をほぼ分布の中心として、最も幅の広いところで東西 900 m、南北に 1km の広がりを示す。

岩体の東縁は奥島山溶結凝灰岩と断層で接し、北縁では奥島山溶結凝灰岩により覆われている。また、岩体の南縁では、本岩の分布状況から判断して、沖島溶結凝灰岩と断層で接しているものと予想される。

岩体の周縁部をはじめ岩体内部にも花崗岩類が貫入しており、岩体の全域にわたり熱変成作用を被りホルンフェルスになっている。

本岩は暗灰色又は淡灰色を示し、基質は再結晶作用により微細なモザイク状を呈する。苦鉄質鉱物に富み、1mm 内外の鱗片状黒雲母、長さ 1-2mm の柱状角閃石及び輝石が多量に含まれ肉眼で識別できる。石英及び長石類の結晶片は長さ 1-1.5mm 程度で一般に小型である。したがって、基質の再結晶の影響のために目立たないことが多い。

本質レンズは長さ 5-10cm 又はそれ以下の楕円形を示すものが少量認められ、暗灰色を呈し、斜長石の変形した斑晶が顕著である。本岩の北西縁の琵琶湖岸沿いの道路では、風化面で苦鉄質鉱物の配列によると思われる優黒色のフィルム状部分が灰白色の優白質粗粒部と互層し、縞状組織が発達する。この流理様構造は N30° W、SW に 50-60° の傾斜を示す。上記の構造は風化面において観察されるが、岩体の内部においては明瞭でない。

本露頭では、中粒黒雲母花崗岩の外來破片が数個認められる。花崗岩は淡紅色を帯びたカリ長石を含む等粒状花崗岩で片理は認められない。花崗岩片は丸味を帯びた卵形状で、径 7 × 6cm、3 × 2cm 及び 2 × 1cm の計 3 個が認められた。また、この地域から東方斜面に向かって高度で 50m の高所においても前述の花崗岩と同様な花崗岩の外來破片がしばしば見いだされる。

本岩の基質は、再結晶作用によりモザイク状を呈するため、溶結構造は消失している。しかし、本岩の産状や鉱物組合せ、結晶破片の特徴及び本質レンズと考えられる組織などがみられることから溶結凝灰岩の熱変成作用を被ったものであることは明らかである。

溶結凝灰岩中の苦鉄質鉱物は風化作用などの二次的変質により緑泥石化を被っている場合が多い。本岩中の苦鉄質鉱物は大部分が新鮮であるが、これは花崗岩類の貫入を受けて再結晶し、保存状況が良好な環境下にあったことを示唆する。

宮ヶ浜溶結凝灰岩の化学組成は第 8 表 No. 1 と No. 2 とに見られるように流紋デイサイトに相当する。

斜方輝石角閃石黒雲母流紋デイサイト溶結凝灰岩 KT 79 近江八幡市沖島町宮ヶ浜西方湖岸道路沿いの露頭 GSJR 25896

結晶：石英は大型のもので粒径 3.7mm、一般に 1.5mm の半自形で微細な包有物に富み、基質の滲入の認められるものがある。斜長石は長さ 2mm 又はそれ以下の半自形で累帯構造を示す。カリ長石は長さ 1-1.5 mm で半自形又は他形を示し、淡褐色に汚濁している。

黒雲母は長さ 1-2mm 板状で X = 淡黄色、Y・Z = 明るい褐色を示し、新鮮である。一般に燐灰石やジルコンの微晶を包有し、一部にわずかに緑泥石化したものがあり、また一部には屈曲したものが認められる。角閃石は緑色普通角閃石で、長さ 1-1.5mm の自形又は半自形で結晶の外縁に沿って微細な包有物

に富み、虫食い状構造が認められる。

斜方輝石は長さ 1mm 程度の半自形で結晶の外縁又は割れ目に沿って微細な黒雲母を生じている。第 7 表に示すように紫蘇輝石-鉄紫蘇輝石の組成を示している。

基質：石英、アルカリ長石及び斜長石からなり完晶質でモザイク状組織を呈する。

本岩は著しい熱変成作用を被りホルンフェルスとなっている。

第 7 表 宮ヶ浜溶結凝灰岩中の苦鉄質鉱物の化学組成

(EPMA 分析：奥村公男)

KT 79 GSJ R25896	Orthopyroxene									
	Ferrohypersthene				Hypersthene			Biotite		Horn- blende
SiO ₂	¹⁾ 51.11	²⁾ 50.58	³⁾ 50.60	51.00	51.79	53.49	52.95	34.11	35.96	44.02
TiO ₂	0.14	0.07	0.09	0.21	0.11	0.31	0.20	4.38	4.90	2.12
Al ₂ O ₃	0.59	0.47	0.47	1.23	0.87	1.39	1.55	13.21	12.91	8.65
FeO*	30.26	30.62	31.36	29.44	27.97	20.08	19.28	24.19	23.99	20.41
MnO	1.29	1.32	1.25	0.98	1.03	0.53	0.50	0.39	0.39	0.48
MgO	14.53	14.82	14.41	15.99	16.84	22.96	23.64	8.83	8.08	9.04
CaO	1.00	0.95	0.94	1.26	0.92	1.38	1.36	0.10	0.03	10.46
Na ₂ O	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.01	0.24	0.30	1.96
K ₂ O	0	0	0.01	0.05	0	0	0.01	7.96	8.57	0.81
H ₂ O**	0	0	0	0	0	0	0	3.74	3.83	1.97
Tot.	98.96	98.86	99.16	110.18	99.56	100.18	99.50	97.15	98.96	99.92

Si	2.009	1.997	1.998	1.972	1.997	1.971	1.959	5.466	5.637	6.701
Al ^{IV}	0	0.003	0.002	0.028	0.004	0.029	0.041	2.495	2.363	1.299
Al ^{VI}	0.028	0.019	0.020	0.028	0.036	0.031	0.026	0	0.023	0.253
Ti	0.004	0.002	0.003	0.006	0.003	0.009	0.006	0.528	0.578	0.243
Fe	0.995	1.011	1.036	0.952	0.902	0.619	0.597	3.242	3.145	2.599
Mn	0.043	0.044	0.042	0.032	0.034	0.017	0.016	0.053	0.052	0.062
Mg	0.851	0.872	0.848	0.921	0.967	1.261	1.303	2.109	1.886	2.051
Ca	0.042	0.040	0.040	0.052	0.038	0.054	0.054	0.017	0.006	1.707
Na	0.003	0.002	0.003	0.001	0.002	0.003	0.001	0.074	0.092	0.578
K	0	0	0.001	0.003	0	0	0.001	1.628	1.714	0.157
mg***	45.0	45.3	44.0	48.3	50.8	66.5	68.1	39.0	37.1	43.5

* 全鉄を FeO に換算

** 分子式から逆算した量

*** mg=100Mg/(Mg+Fe+Mn)

1) 結晶の中心部

2) / 中間部

3) / 外縁部

1, 2, 3 以外はそれぞれ別個の微細な結晶のほぼ中心部の分析値

(第7表 つづき)

KT 80 GSJ R25897	Orthopyroxene			Clinopyroxene						
	Ferrophypersthene			Augite			Biotite		Hornblende	
SiO ₂	50.88	50.47	51.00	51.17	51.87	51.44	35.96	35.81	43.47	43.53
TiO ₂	0.13	0.12	0.04	0.51	0.52	0.29	4.68	4.91	2.58	1.57
Al ₂ O ₃	0.42	0.44	0.62	2.38	2.29	2.07	13.45	13.44	9.42	8.17
FeO*	32.92	30.94	32.25	11.41	7.93	10.08	22.60	22.91	16.32	19.79
MnO	1.46	1.41	0.99	0.39	0.26	0.31	0.27	0.33	0.39	0.54
MgO	13.98	15.65	15.29	12.78	14.58	13.39	9.35	8.81	11.45	9.61
CaO	1.02	0.98	0.97	20.64	21.29	20.95	0.02	0	10.82	10.48
Na ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.33	0.31	0.33	0.42	0.33	1.93	1.68
K ₂ O	0.01	0	0.01	0	0	0.01	9.81	9.73	0.69	0.85
H ₂ O**	0	0	0	0	0	0	3.89	3.87	1.99	1.94
Tot.	100.84	100.02	101.18	99.61	99.05	98.87	100.45	100.14	99.06	98.16

Si	1.990	1.975	1.977	1.935	1.942	1.949	5.553	5.554	6.559	6.739
Al ^{IV}	0.010	0.020	0.023	0.065	0.058	0.051	2.447	2.446	1.441	1.261
Al ^{VI}	0.009	0	0.005	0.041	0.043	0.041	0.001	0.011	0.235	0.229
Ti	0.004	0.004	0.001	0.015	0.015	0.008	0.543	0.572	0.293	0.182
Fe	1.077	1.013	1.045	0.361	0.248	0.319	2.918	2.971	2.059	2.563
Mn	0.048	0.047	0.033	0.013	0.008	0.010	0.035	0.043	0.050	0.070
Mg	0.815	0.913	0.883	0.720	0.813	0.756	2.151	2.036	2.575	2.216
Ca	0.043	0.041	0.040	0.836	0.854	0.851	0.003	0	1.750	1.739
Na	0.002	0.001	0	0.024	0.023	0.024	0.126	0.100	0.564	0.505
K	0.001	0	0	0	0	0.001	1.933	1.925	0.133	0.167
mg***	42.0	46.3	45.0	65.8	76.1	69.7	42.1	40.3	55.0	45.7

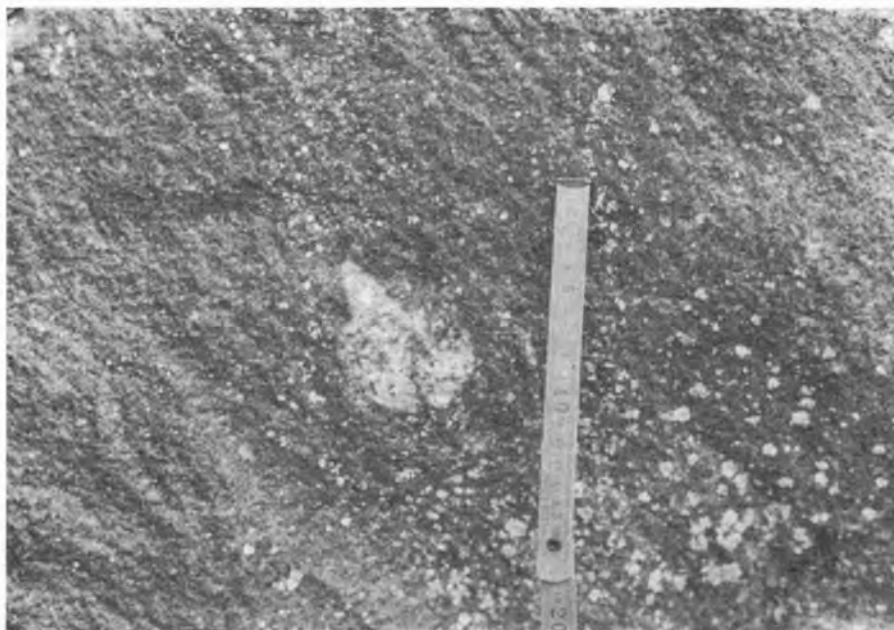
- * 全鉄を FeO に換算
 ** 分子式から逆算した量
 *** mg=100Mg/(Mg+Fe+Mn)

普通輝石紫蘇輝石角閃石黒雲母流紋デイサイト溶結凝灰岩 KT 80 近江八幡市沖島町宮ヶ浜西方湖
 岸道路沿いの露頭 (図版 II .1) GSJ R25897

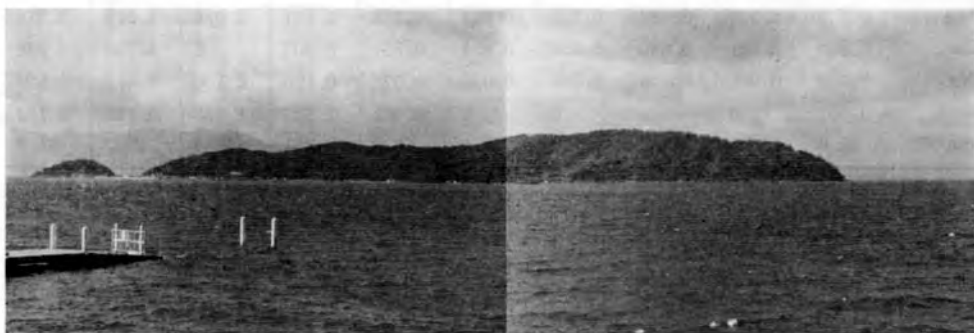
結晶: 石英は最大で粒径3.7mm, 一般に長さ1-1.8mmで, 微細な包有物は富むものと包有物に乏しいものの2種類が認められ, 半自形又は他形である。斜長石は普通, 長さ1.5mm又はそれ以下で, 半自形又は他形で累帯構造を示す。カリ長石は長さ0.5-0.6mm, 半自形で淡褐色に汚染している。黒雲母は長さ1-1.5mm, X=淡黄色, Y・Z=濃褐色を示す。燐灰石や不透明鉄鉱物の小晶を包有する。角閃石は長さ1-2mm, 自形又は半自形で緑色普通角閃石に属する。結晶の外縁に沿って微細な黒雲母を生じたり虫食状組織が見られる。斜方輝石は長さ0.3-0.5mm, 半自形で結晶内部や外縁部に淡緑色角閃石の微晶を生じている。普通輝石は長さ0.3mm内外の半自形で結晶の外縁に沿って淡緑色角閃石の微晶に囲まれたものが認められる。

基質: 石英, アルカリ長石及び斜長石からなり完晶質でモザイク状を呈する。

本岩も前述のKT79と同じく流紋デイサイト溶結凝灰岩起原のホルンフェルスである。



第20図 宮ヶ浜溶結凝灰岩中に見られる黒雲母花崗岩の異質岩片 (宮ヶ浜南西, 湖岸道路山側露頭)



第21図 宮ヶ浜方面から見た沖島全体全景, 遠景は比良山系の花崗岩地帯

Ⅲ. 3. 2 沖島溶結凝灰岩

ENE-WSW 方向に伸長した沖島は、ほぼ稜線を境として北半部の花崗閃緑斑岩と南半部の流紋岩地域とに分けられる。

沖島溶結凝灰岩は沖島とその対岸の長命寺(近江八幡市島町)―宮ヶ浜(近江八幡市沖島町)間の湖岸道路に露出するほか、沖島東端から東方約1kmの伊崎不動の西方の岬の突端部の岩礁に露出する。沖島では花崗閃緑斑岩により貫入され、ほぼ全域にわたって熱変成作用を被りホルンフェルス化している。長命寺―宮ヶ浜間の湖岸道路では花崗閃緑斑岩に貫かれ、宮ヶ浜溶結凝灰岩とは断層で接する。



第22図 宮ヶ浜湖岸と沖島の一部 奥島山溶結凝灰岩分布地域（左側）と
沖島溶結凝灰岩分布地域（下段の建物は国民休暇村本館）

伊崎不動西方の本岩は暗灰色を呈する未変成のもので結晶に富む。一般に結晶片の粒度は径2-3mmである。苦鉄質鉱物は緑泥石化した黒雲母・角閃石及び輝石を主とし、長さ2-3mmで暗緑色を呈する。

本質レンズは一般に長さ3-5cmで、楕円体又はレンズ状で淡緑色を呈する。本質レンズ中には、径3-5mmの石英、斜長石及びびかり長石が含まれる。

沖島南東の湖岸沿いの道路では、本岩はやや青味を帯びた淡灰色を呈し、結晶に富む。石英及び長石類の結晶は径3-4mmに達する。熱変成作用による弱い再結晶化を被っているが、角閃石及び輝石類は軽度の緑泥石化を被り、暗緑色を呈する。この地域の溶結凝灰岩中には大型の本質レンズが含まれ、10×5cmのほぼ楕円体を呈するが、最も大きいものでは20×4cmに達する。また、著しく扁平化した細長い本質レンズも認められる。

沖島溶結凝灰岩は伊崎西方で観察されるように、斜長石と苦鉄質鉱物に富む流紋デイサイトである。本岩の化学組成も第8表No.3に示したように流紋デイサイトである。

本岩は化学組成から見れば宮ヶ浜溶結凝灰岩に近い組成を示している。近江八幡市沖島町の琵琶湖東岸の湖岸道路では、本岩は花崗閃緑斑岩（長命寺岩体）と宮ヶ浜溶結凝灰岩との間に挟まれた幅約数100mの狭少な面積を占めて分布する。この付近には花崗閃緑斑岩や花崗岩類の貫入が見られ、本岩もこれらの貫入岩により熱変成作用を被っている。

この付近で、宮ヶ浜溶結凝灰岩が著しく再結晶し、多量の苦鉄質鉱物を含有するのに対し沖島溶結凝灰岩は再結晶の程度も弱く、変質による緑泥石化が認められる。



第23図 沖島溶結凝灰岩中の細長く伸びた本質レンズ（沖島中央部南側湖岸の転石）

上記の地点における両者の岩相の変化は急激で漸移するとは考えられない。

沖島町沖島では、前述のように宮ヶ浜溶結凝灰岩中には見られないような大きな本質レンズを含むこと、宮ヶ浜溶結凝灰岩に比べてカリ長石に乏しく、著しく斜長石に富むことなどから、両者を別個のユニットとして区別した。しかし、火砕流堆積物として、宮ヶ浜溶結凝灰岩を下部層とし、沖島溶結凝灰岩を上部層とする一連の噴出による堆積物に属する可能性も残される。

輝石黒雲母角閃石流紋デイサイト溶結凝灰岩 KT 99 沖島東方約 800m の湖中の岩礁（図版Ⅱ・2）

G SJ R 25898

結晶：石英は最大で粒径 3.5mm，一般には 1.5mm 前後の半自形を呈し，微細な包有物に富む。斜長石は最大で長さ 3mm，一般に 1.5-2mm の半自形又は自形で，累帯構造を示す。一部は変質により緑泥石や炭酸塩鉱物を生じている。また，中核部に白雲母の微晶を生じたものが認められる。カリ長石は長さ 2mm 又はそれ以下の半自形を呈し一般に清澄である。角閃石は長さ 1-2mm の半自形柱状であるが緑泥石化を被っている。黒雲母は長さ 1mm 以下の板状である。屈曲しほとんど緑泥石に変質している。輝石は 0.5-1mm の半自形を示すが，緑泥石化を被り識別が困難である。副成分鉱物として長さ 0.3mm 程度の褐色の自形結晶と不透明鉄鉱物が含まれる。

基質：強く溶結した構造が認められる。

輝石角閃石黒雲母流紋デイサイト溶結凝灰岩 KT 93 沖島南西端 G SJ R 25899

結晶：石英は最大で粒径 3.5mm，一般に 2mm 以下の半自形で亀裂と微細な包有物に富む。斜長石は一般に長さ 1-2mm，半自形で中核部は汚濁しているものが多い。カリ長石は長さ 1mm 前後の半自形で褐色に汚濁している。黒雲母は長さ 0.5-1mm 程度の小板状の緑泥石化したものの以外に再結晶作用により生じた鱗片状黒雲母の集合体が認められる。

第8表 湖東流紋岩類の化学組成

番号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
試料 No.	KT80	KT79	KT99	KT120	KT66	KT21a	KT57	KT60L	KT54	KT56
SiO ₂	67.41	68.23	68.88	77.81	67.25	74.53	75.81	63.78	75.51	75.58
TiO ₂	0.46	0.42	0.36	0.10	0.53	0.18	0.16	0.63	0.13	0.12
Al ₂ O ₃	14.70	14.72	13.63	11.55	14.77	12.70	12.20	14.93	12.42	12.43
Fe ₂ O ₃	2.42	2.27	2.51	0.95	3.97	1.85	1.49	2.92	0.46	0.32
FeO	1.13	1.10	0.93	0.11	0.38	0.10	0.25	1.99	0.89	0.89
MnO	0.07	0.07	0.05	0.02	0.07	0.04	0.02	0.10	0.03	0.03
MgO	0.93	0.82	0.94	0.06	0.69	0.34	0.09	1.67	0.17	0.12
CaO	3.05	2.90	3.21	0.35	2.91	1.33	1.33	3.32	1.37	1.24
Na ₂ O	3.54	3.37	2.75	3.43	2.70	2.69	2.72	3.66	2.96	2.91
K ₂ O	3.37	3.52	2.69	4.09	2.72	4.51	3.90	1.93	3.82	3.92
P ₂ O ₅	0.11	0.10	0.06	0.01	0.10	0.03	0.03	0.12	0.01	0.02
Ig. loss	2.20	2.01	3.33	1.25	3.17	1.56	1.51	4.27	2.09	2.09
Total	99.39	99.53	99.34	99.73	99.26	99.86	99.51	99.32	99.86	99.67
C. I. P. W. norms										
Q	27.09	28.69	35.94	42.05	35.53	38.99	42.99	27.01	40.91	41.32
C	0.0	0.33	0.54	0.88	2.41	1.06	1.17	1.15	0.96	1.23
Or	20.51	21.33	16.55	24.52	16.72	27.12	23.52	12.00	23.11	23.76
Ab	30.80	29.28	24.20	29.45	23.78	23.19	23.52	32.58	25.64	25.22
An	14.70	14.08	16.18	1.72	14.38	6.50	6.55	16.46	6.88	6.17
di { wo	0.07	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
en	0.06	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
fs	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
hy { en	2.33	2.09	2.44	0.15	1.79	0.87	0.22	4.38	0.42	0.30
fs	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.42	1.12	1.26
ol { fo	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
fa	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
mt	2.60	2.62	2.22	0.13	0.0	0.0	0.44	4.45	0.68	0.48
il	0.89	0.82	0.70	0.19	0.99	0.30	0.30	1.25	0.25	0.23
ap	0.25	0.23	0.14	0.02	0.23	0.07	0.07	0.30	0.02	0.05
Salic	93.10	93.71	93.41	98.62	92.82	96.86	97.75	89.20	97.50	97.70
Femic	6.20	5.76	5.50	0.49	3.01	1.24	1.03	10.80	2.49	2.32
Total	99.30	99.47	98.91	99.11	95.83	98.10	98.78	100.00	99.99	100.02
{ tot. FeO	29.65	28.97	33.32	11.24	39.29	18.92	19.20	38.84	15.79	14.49
MgO	8.37	7.54	9.84	0.69	6.87	3.70	1.06	14.09	2.01	1.44
Na ₂ O+K ₂ O	61.98	63.48	56.84	88.07	53.84	77.39	79.74	47.07	82.20	84.06

(蛍光 X 線分析及び Ig. loss の定量: 河田清雄)(FeO の定量: 松井和典)

- 1-2: 流紋デイサイト溶結凝灰岩(宮ヶ浜溶結凝灰岩) 近江八幡市宮ヶ浜南西方湖岸道路
 3: 流紋デイサイト溶結凝灰岩(沖島溶結凝灰岩) 伊崎不動南西方琵琶湖中の岩礁
 4: 流紋岩溶結凝灰岩(奥島山溶結凝灰岩) 近江八幡市小田ヶ浜北東湖岸道路
 5: 流紋デイサイト溶結凝灰岩(安土溶結凝灰岩) 能登川町猪子南方
 6: 流紋デイサイト溶結凝灰岩(安土溶結凝灰岩) 安土町役場裏の崖, 南隣の「近江八幡」図幅地域内
 7: 流紋デイサイト溶結凝灰岩(安土溶結凝灰岩) 五個荘町和田山北西方
 8: デイサイト溶結凝灰岩(五個荘溶結凝灰岩) 五個荘町日吉神社下
 9-10: 流紋岩溶結凝灰岩(荒神山溶結凝灰岩) 荒神山山頂に向かう林道
 SiO₂-P₂O₅までの10成分は蛍光 X 線によるガラス円板法で求めた値に Ig. loss の値で補正して求めた. そのうち Fe₂O₃ の値は蛍光 X 線分析による全鉄量(Fe₂O₃)から FeO の定量値で補正して求めた.

角閃石は長さ1-2mm, 半自形を呈するが緑泥石化を被っている。輝石は緑泥石化を被り長さ0.5-0.7mmの短柱状の仮像として産する。このほかに再結晶作用によって生じた角閃石が認められる。長さ0.3-0.5mmの半自形で緑色―青緑色の多色性を示す。この種の角閃石の多くは緑泥石化した苦鉄質鉱物中に生じている。副成分鉱物として褐れん石と鉄鉱が含まれる。

基質：再結晶作用はよりモザイク状組織を呈する。

本岩は花崗閃緑斑岩により熱変成作用を被りホルンフェルス化している。

Ⅲ. 3. 3 奥島山溶結凝灰岩

本岩は本図幅地域内で最も広く分布する溶結凝灰岩である。“奥島山地域”は近江八幡市（南隣「近江八幡」図幅地域内）北方から琵琶湖岸に連なる山々の総称で、これらの中には長命寺山（333m）（「近江八幡」図幅地域内）姉崎郡山（424.7m）などの諸峰が含まれる。

本岩はこれらの山々の大半を占めて分布するが、長命寺山とその北方の姉崎郡山及びその北方延長部では、花崗閃緑斑岩（長命寺岩体）や花崗岩によって貫入され、貫入部の周辺では熱変成作用を被り、ホルンフェルスを生じている。

奥島山とその周辺の地域には、ほかに宮ヶ浜溶結凝灰岩と沖島溶結凝灰岩が分布する。宮ヶ浜南西方では奥島山溶結凝灰岩は宮ヶ浜溶結凝灰岩の一部を覆っている。

奥島山溶結凝灰岩としたものの中には一部に非溶結凝灰岩が挟まれる。

本岩は大部分の地域において淡赤紫色又は淡褐色を帯び外観上の色彩は安土溶結凝灰岩に類似している。しかし、安土溶結凝灰岩に比べ苦鉄質鉱物に乏しく、石英及びカリ長石に富み流紋岩の組成を示す。苦鉄質鉱物には黒雲母と角閃石が含まれる。

石英及びカリ長石の結晶は径2-3mmで、特に風化面ではカリ長石は淡紅色を帯びることがある。

本質レンズは長さ3-5cm, 小さいものでは2-3cmである。紫褐色で緻密なガラス質石基をもち、よく扁平化しており、本質レンズ中の斑晶鉱物に変形が見られる。カリ長石は径5-10mmで淡紅色を呈し、結晶の多くは破壊され変形している。石英及び斜長石は長さ3-5mm, 変形の程度はカリ長石に比べ弱い。苦鉄質鉱物は長さ2-3mm, 暗緑色を呈し角閃石と思われるが緑泥石化を被り識別が困難である。

宮ヶ浜の国民休暇村別館北東側の道路沿いの露頭では、本質レンズは淡緑褐色を呈し、長さ15cmに達するものが認められる。本質レンズの示す葉理はN20-40°W, NEに25-30°の傾斜を示す。

本岩中に含まれる外来破片は少ないが、宮ヶ浜付近の道路沿いの露頭では長さ2-3cmの砂岩及び粘板岩の破片が認められる。

本岩は王ノ浜北方及び北西方の稜線付近では一般に風化が著しく、脱ガラス化も進んでいる。しかし、溶結度は良好で、ガラスの保存されている部分では強い溶結構造が認められる。

小田ヶ浜から切通しに向かったの地域と、その北方に突出した伊崎にかけては脱ガラス化の程度が弱く、溶結構造が顕著である。小田ヶ浜から切通しに向かう約300mの湖岸道路の山側露頭部では非溶結の灰白色凝灰岩が露出する。微細な結晶に富む部分と結晶に乏しい部分とが互層し、厚さは約20mである。結晶に富む凝灰岩は径0.1mm前後の石英と長さ1-2mmの黒雲母を含む。黒雲母は自形六角板状を示し新鮮である。

奥島山溶結凝灰岩の化学組成は第8表No.4に示すように流紋岩である。

奥島山溶結凝灰岩の分布地域内には、ブロック状に取りこまれたと考えられる砂岩及び泥岩が認められる。便宜上本項で産状と岩相について記載する。

奥島山溶結凝灰岩分布地域内に見られる砂岩及び泥岩

本岩は宮ヶ浜国民休暇村駐車場南方の高度約200m前後の緩斜面に転石として見られるのみで、露頭は確認できない。露出の状況が不良のため詳細は不明である。長さ1m以下の転石の大部分は砂岩であるが、泥岩は砂岩中に細かなラミナを形成し、スランブ構造が認められる。転石はすべて花崗岩類による熱変成作用によりホルンフェルス化し、多量の鱗片状黒雲母を生じている。

本岩は分布の範囲が狭く、周囲との地質状況が明らかでない。また、本岩中には火山性物質の認められないことなどから、湖東流紋岩類の噴出前の基盤の一部がブロック状に取り込まれた可能性も否定できない。

黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 KT 75 近江八幡市沖島町宮ヶ浜国民休暇村別館前の道路沿い露頭 GSJ R 25900

結晶：石英は最大で粒径2mm、通常は1mm程度で半自形を示す。また、長さ0.5mm以下の破片も含まれ、微細な包有物を含むが、清澄である。カリ長石は長さ2mm又はそれ以下の半自形を示し、微細なパーサイト構造を示す。カオリン化を被り、淡褐色に汚れている。斜長石は長さ1.5mm内外の半自形で、やや汚濁しており、弱い累帯構造を示す。黒雲母は長さ0.5-1mmの板状ないし葉片状を示し、屈曲しているものが認められる。緑泥石化を被り、一部に不透明鉄鉱物を生じている。

基質：淡褐色のガラスからなり、強く溶結した構造が認められる。

本岩中には、長さ3-4mmの軽石片が含まれる。よく扁平化しており、繊維状組織が保存されている。

角閃石黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 KT 114 近江八幡市沖島町宮ヶ浜国民休暇村別館裏、笠鉾展望台 (図版Ⅲ、2) GSJ R 25901

結晶：石英は最大3.8mm、通常は2mm内外の半自形を示し微細な包有物に富む。また、長さ0.5-1mmの破片状のものが含まれる。カリ長石は長さ1-2mmの半自形を呈し、小型の結晶は長さ0.5mm程度である。カオリン化を被り、淡褐色を呈するがパーサイト構造を呈する曹長石の部分は新鮮である。斜長石は長さ1-2mm、半自形で、中核部は汚濁し、方解石の微晶を生じている。黒雲母は長さ1-2mm、板状又は葉片状で、緑泥石化を被り、一部は不透明鉄鉱物により交代されている。黒雲母の一部には屈曲したものが認められる。角閃石と推定される長さ0.5mm内外の柱状結晶が含まれるが、緑泥石化を著しく被っている。

副成分鉱物として、長さ0.5mmの自形褐れん石が含まれるほか、少量のジルコンの微晶が認められる。

基質：淡褐色のガラスからなり、脱ガラス化しているが溶結構造は認められる。

本岩には長さ1-2cmの小型の本質レンズが認められる。レンズ部分の基質は石英、アルカリ長石の微細な集合からなり、長さ1mmの石英、斜長石の自形結晶と長さ1mmの黒雲母の板状結晶が含まれる。石英には石基の湾入したものが認められる。

角閃石黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 KT 161 近江八幡市沖島町伊崎 GSJ R 25902

結晶：石英は最大で粒径3-5mm、1.5-2mmの半自形を呈する。多数の割れ目に富み、破片状石英も認められる。カリ長石は長さ1-1.5mm、半自形を呈し、カオリン化を被り、褐色に汚濁している。斜長石は最大で長さ3.7mm、半自形で累帯構造の見られるものがある。斜長石の多くは長さ0.5-0.7mmの破片状を

示す。黒雲母は長さ 0.5-1mm, 板状又は葉片状で屈曲したものが多い。結晶の多くは不透明鉄鉱物により交代されている。角閃石の仮像と思われる長さ 1mm の柱状結晶が含まれる。緑泥石、緑れん石及び不透明鉄鉱物により交代されている。

基質：淡褐色のガラスを主体とし、強い溶結によりガラス片の引伸された構造がよく見られる。

本質レンズは長さ 1cm 程度で、石英とアルカリ長石の珪長質鉱物による石基からなり粒度は 0.1-0.2 mm である。

III. 3. 4 伊崎溶結凝灰岩

本岩は、宮ヶ浜と大中の湖干拓地とを結ぶ切通し北方約 600m の高度 150m の稜線上に小規模な分布を示す。

露頭状況が不良のため周囲に広く分布する奥島山溶結凝灰岩との関係は明らかでない。

本岩は、暗灰色で緻密な岩石で斜長石斑晶に富む。一般に斜長石斑晶は径 1-2mm と小型で、累帯構造が認められる。石英及びカリ長石は少量しか含まれず、デイサイトの組成を示す(図版IV)。苦鉄質鉱物には角閃石と輝石が含まれるが、緑泥石化が著しく肉眼での識別は困難である。本岩は一般に脱ガラス化を被り、溶結構造は鮮明でないが、ガラス質部では溶結構造が見られる。

転石のブロックからは本質レンズのサイズや量についての詳細を知ることは不可能であるが、採取した試料中には長さ 1-2cm の小型の暗青緑色を呈する本質レンズがわずかに含まれる。本質レンズ中には最大 3mm, 一般には長さ 1mm 内外の斜長石及び長さ 0.5mm の緑泥石化した苦鉄質鉱物が含まれる。

本岩の岩相の特徴は後述の安土溶結凝灰岩中に挟まれるデイサイトに類似する。

輝石角閃石デイサイト溶結凝灰岩 KT 110 伊崎(図版IV) GSJ R 25903

結晶：斜長石は長さ 1.5-2mm, 半自形で累帯構造を示す。結晶の中核部は汚濁し、炭酸塩鉱物を生じている。

石英は最大で 4mm に達するものが認められるが、長さ 1-2mm の半自形を呈し、石基の湾入したものが認められる。カリ長石は長さ 1.5mm, 半自形でカオリン化を被り、淡褐色に汚濁している。一部に炭酸塩鉱物を生じている。苦鉄質鉱物は長さ 2mm, 半自形の柱状を示すが、緑泥石化作用を被り変質が著しく、識別が困難である。しかし、結晶の外形から推定して角閃石及び輝石の両者と認定した。

基質：暗褐色のガラスからなるが、脱ガラス化が進み、一部にしか溶結構造を認めることはできない。

III. 4 中央部地域の湖東流紋岩類

本地域は神崎郡能登川町及び五個荘町に属し、織山の北方延長部と和田山地域とからなる。安土溶結凝灰岩を最下位とし、4つのユニットに区分される。

本地域での最上位の織山溶結凝灰岩と後述の北東部地域における荒神山溶結凝灰岩とは流紋岩質でカリ長石の結晶に富むこと、苦鉄質鉱物が黒雲母を主体としていることなど岩質が類似する。

III. 4. 1 安土溶結凝灰岩

本岩は安土町役場庁舎裏手の竜石山(「近江八幡」図幅地域内)を模式地として西川ほか(1979)により命名された。模式地における火砕岩類は安土溶結凝灰岩層を最下位とし竜石山層、腰越溶結凝灰岩

層及び最上位の瓶割山溶結凝灰岩層とに区分されている。

本図幅地域内における本岩は、「近江八幡」図幅地域内に山体の大部分が含まれる織山（観音寺山 432.9m）から連続する山稜の北東端部と、その東方 1km の長勝寺付近に露出する。

本岩は、能登川町猪子南西方において、凝灰岩及び凝灰質砂岩からなる安楽寺部層に直接に覆われる。更に、猪子南東方から五個荘町にかけて NNW-SSE 方向の断層により上位の溶結凝灰岩（織山溶結凝灰岩）と接する、また、長勝寺一和田山地域でも上位の溶結凝灰岩と NE-SW 方向の断層で接する。全体の層厚は 200m 内外と推定される。本岩は赤紫色の粗粒斑状溶結凝灰岩である。よく扁平化した大型の本質レンズが含まれる。本質レンズは一般には長さ 3-4cm であるが、大きなものでは 10cm を超える。特に、長勝寺西側の五個荘町に向かう道路沿いの露頭では、長さ 15-20cm、幅が 8cm に達する巨大な本質レンズが見いだされる。色は一般に暗緑色で風化すれば淡灰色を呈し、斜長石、石英及びカリ長石の大型斑晶が含まれる。本岩中には長さ 1cm 前後の小豆色の緻密な珪質凝灰岩の碎片がしばしば含まれる。また、少量の黒色粘板岩の長さ 2-3cm の破片が含まれることがある。本岩中に含まれる苦鉄質鉱物の大部分は著しく酸化し、暗褐色化した苦鉄質鉱物の仮像が肉眼で識別される。本岩は湖東流紋岩類中ではかんらん肩を含む唯一の溶結凝灰岩である。本岩中には No.6-No.7 に示すように SiO₂ が約 75% 前後の流紋岩と No.5 に示すような SiO₂ が 67% を少し超える流紋デイサイトが認められる。また、No.8 はデイサイト溶結凝灰岩の挟みとして特異な岩相でモード組成から見ても斜長石と苦鉄質鉱物に富む。

地質学的に見れば、流紋岩は下位に、流紋デイサイトは上位に分布し、デイサイトがその間に挟みとして出現している。化学組成の変化は 1 つのユニット内における垂直方向への組成変化を示すものかも知れない。

かんらん石含有輝石硫紋デイサイト溶結凝灰岩 KT 31 長勝寺北方 GSJ R25904

結晶：石英は長さ 2mm 前後の半自形で、微細な包有物を含み、石基の湾入した形状を示すものがある。斜長石は大きいもので 2mm、半自形で、累帯構造が見られる。2 次的変質により、汚濁し、炭酸塩鉱物を生じている。カリ長石は最大で長さ 2.5mm、一般には 0.7-1mm、半自形でカオリン化が著しく淡褐色を呈する。パーサイト構造が認められる³⁾

苦鉄質鉱物には、長さ 1.2mm、半自形柱状の輝石と思われる仮像が含まれる。全体に著しく酸化しており、暗褐色の不透明鉄鉱物により交代されており、鉱物の識別は不可能である。かんらん石は長さ 0.3mm の半自形で、結晶の大部分が不透明鉄鉱物により交代されており、わずかに仮像をとどめるのみである。

基質：全体に脱ガラス化が進んでいるが、溶結構造を留めている。

2 次鉱物として緑れん石が認められる。

かんらん石含有輝石角閃石流紋デイサイト溶結凝灰岩 KT 66 猪子（図版 V.1,2）GSJ R25905

結晶：石英は最大で長さ 3.5mm、半自形で石基の湾入が認められるものがある。長さ 1mm 以下の破片状石英も多く含まれる。斜長石は長さ 1-1.5mm、半自形で変質により汚濁している。カリ長石は長さ 0.5-0.7 mm、半自形である。カオリン化を被り淡褐色を呈する。2 次鉱物として炭酸塩鉱物を生じている。かん

3) 本岩とほぼ同一地域で採取された同種の溶結凝灰岩中のアルカリ長石については交代作用によると思われるパーサイト組織を生じており、パーサイト組織の見られない鏡下で均質な部分の組成は、Or68, Ab31, An1 パーサイトのカリウムイオンに富む相は Or93-95, Ab6-4, An0.4-0.8 ナトリウムイオンに富む相は Or4-1, Ab94-97, Ab1.9-2.9 が報告されている(中野 1980)。

らん石は長さ0.3-0.5mm,半自形を示す。しかし、結晶の内部は赤褐色の鉄鉱物により交代されている。結晶の形から判断して輝石又は角閃石と思われる長さ1-1.5mmの仮像が含まれるが、酸化が著しく、結晶の外縁は暗褐色を呈する。

基質：全般に脱ガラス化が進んでいるが、溶結構造はよく見られる。

石質破片として長さ2-3mmの小豆色の凝灰岩及び珪質凝灰岩を含む。

Ⅲ. 4. 2 デイサイト溶結凝灰岩

本岩は五個荘町の日吉神社及びその西方数100mの瑞正寺付近の叡山北東端の斜面に小規模な分布を示す。

露頭状況が不良のため詳細な産状は不明であるが、本岩は少なくとも2枚の溶結凝灰岩層として安土溶結凝灰岩層中に挟まれて露出する。それぞれの厚さは20-30mと推定される。

本岩は淡青緑色又は暗い緑色を呈する緻密な岩石で一般に長さ3-5cmのよく扁平化した本質レンズを含む。本質レンズは暗緑色で斜長石に富む。

日吉神社参道付近の露頭では、本質レンズの示す葉理面はN15°E, NW20°の傾斜を示す。本岩中には外来破片を含むことはまれである。

本図幅地域内では、最も斜長石と苦鉄質鉱物の斑晶に富む岩相を示しており、その化学組成は第8表のNo.8に示すとおりデイサイトである。

角閃石輝石デイサイト溶結凝灰岩 KT 60 L 五個荘町日吉神社 (図版VI. 1) GSJ R25906

結晶：斜長石は長さ1-2mm,半自形を示す。炭酸塩鉱物を生じ、部分的に緑泥石を生じている。石英は最大で長さ3.5mm,一般には2mm以下で微細な包有物に富み、基質の湾入の見られるものがある。カリ長石は長さ1-2mm,半自形で軽度のカオリン化を被り、炭酸塩鉱物を生じている。輝石の仮像と考えられる長さ1-2mmの柱状結晶がかなり含まれるが、完全に緑泥石化を被っており識別が困難である。角閃石は長さ1.5-1.8mm,自形又は半自形であるが緑泥石化が著しく本来の組織をとどめていない。

基質：脱ガラス化が著しく進んでいるために溶結構造は不鮮明であるが、わずかに識別可能である。

Ⅲ. 4. 3 安楽寺部層

本部層は能登川町南西部の安楽寺(「近江八幡」図幅地域内)付近を模式地とし、安土溶結凝灰岩を覆い上位の叡山溶結凝灰岩に覆われる。

安楽寺部層は主として砂岩、凝灰岩及び凝灰質砂岩などからなり、泥岩を欠く。層厚は数m-20m程度と考えられる。堆積盆の中心は「近江八幡」図幅地域にあるものと推定されるが、規模や広がりについて詳細は不明である。

前述の安土溶結凝灰岩の項で述べた“竜石山層”と同一層準に相当するものと考えられる。安楽寺に向かう車道の山側の切り割りの露頭部では、本層は凝灰岩及び砂質凝灰岩の互層からなり、下底面は見られないが露出部だけで厚さは約5mである。明瞭な層理を示し、走向はN60-70°E, SEに10°の傾斜をもつ。

愛宕神社付近では、凝灰質礫岩が分布する。露頭状況が悪く、上下の関係は不明である。礫は最大で径15cmの溶結凝灰岩をはじめ一般には径3-5cmの溶結凝灰岩、砂岩及びチャートが含まれる。チャ



第24図 安楽寺部署中の砂岩・凝灰岩の互層（安楽寺への参道山川露頭「近江八幡」図幅地域内）

一ト礫は角がとれ磨耗している。基質は凝灰質である。礫の配列から見てその傾斜は 10° 内外である。猪子公園前には砂質砕屑岩脈に貫入された粗粒の凝灰岩又は弱溶結凝灰岩の崖が露出している。孤立した露頭であるため周囲との関係は不明であるが、本層中に含めた。猪子公園の南方約300mの地点の神社下の参道沿いに凝灰岩と砂質凝灰岩の互層が露出する。上下の関係は不明であるが、露頭部の厚さは2mである。層理は明瞭で走向は $N50^{\circ}W$ 、 S に 15° の傾斜が見られる。

Ⅲ. 4. 4 和田溶結凝灰岩

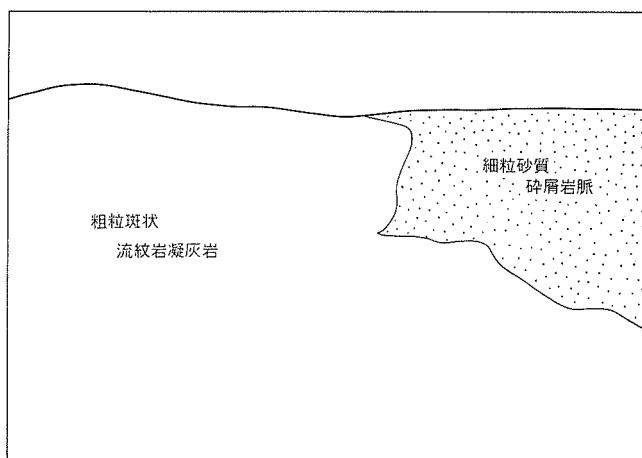
本岩は和田神社社殿奥から和田山山頂部に向かう登山道に露出する。下位の安楽寺部層の砂岩・泥岩を覆い、上位の溶結凝灰岩（緻山溶結凝灰岩）に覆われる。厚さは20m程度と推定される。

本岩は暗緑灰色の緻密な岩石で、斜長石の結晶に富む。和田神社社殿奥の露頭では、本質レンズは確認出来なかった。異質岩片として長さ0.5-1cmの凝灰質砂場の細破片が含まれる。

本岩は斜長石と苦鉄質鉱物に富み、デイサイトの組成をもつ。安土溶結凝灰岩中に挟まれるデイサイトと岩相の特徴は類似している。

角閃石輝石デイサイト溶結凝灰岩 KT 165 神崎郡五個荘町和田神社社殿奥（図版VI. 2）GSJ R 25907

結晶：斜長石は一般に長さ1-2mmの半自形である。結晶の多くが著しく汚濁し、炭酸塩鉱物や緑泥石を生じているが、新鮮なものには強い累帯構造が認められる。



第25図 安楽寺部層中の碎屑岩脈 粗粒斑状の流紋岩凝灰岩を貫く
砂質碎屑岩脈 (猪子公園)

石英は最大で長さ2mm、普通は1mm前後の他形で、割れ目に富む。斜長石に比べ著しく少量である。カリ長石は最も少なく、識別しえたものでは長さ1mm又はそれ以下で淡褐色に汚濁し、カオリン化を被っている。角閃石と思われる結晶は長さ最大で2mmの半自形柱状を示す。結晶の全面にわたって緑色の粘土鉱物又は緑泥石により交代されており、外縁部はオパサイト化して不透明鉄鉱物でふちどられている。輝石は長さ0.5-1mmの半自形の短柱状を示す。角閃石と同様に外縁部はオパサイト化し、内部は粘土鉱物に交代されている。

基質：脱ガラス化が著しいため溶結構造はほとんど失われているが、一部にわずかにとどめられている。

本試料 (KT165) の採取地点より約150m北東方で採取した試料 (KT174) には弱い熱変成作用の影

影が認められ、微細な鱗片状黒雲母を生じている。本岩中には再結晶作用によって生じたと考えられる長さ0.2mm程度の半自形青緑色角閃石が、変質した苦鉄質鉱物中に生じている。

Ⅲ. 4. 5 織山溶結凝灰岩⁴⁾

本岩は織山（「近江八幡」図幅地域内）から北方に連続する山稜の北端部と和田山に分布する。能登川町南西方の安楽寺（「近江八幡」図幅地域内）付近では、下位の安楽寺部層を直接に覆って分布する。猪子南東方では下位の安土溶結凝灰岩と一部は断層で接し、一部では直接に覆っている。

和田山地域では、岩体の南東縁側は和田溶結凝灰岩を覆い、北西縁側では安土溶結凝灰岩と断層で接する。

本岩は織山の山体の大部分を構成すると考えられる溶結凝灰岩で、層厚は200m程度と推定される。

本岩は新鮮な面では暗灰色を呈し、粗粒な石英とカリ長石の結晶に富む。石英は粒径2-3mm、カリ長石は淡い桃色を示すことがあり最大径3-4mmである。苦鉄質鉱物は緑泥石化した黒雲母を主体とする。

本質レンズは一般に長さ3-5cmであるが、巨大なものでは20cmに達するものが認められる。一般に暗緑灰色を呈し、カリ長石に富む。猪子南方の北向十一面観音堂付近の露頭では、本質レンズの葉理面はN10°WでSW20°の傾斜を示している。

異質岩片として基盤の中・古生層から由来したと考えられる長さ3-5cmのチャート、砂岩及び頁岩などが含まれる。

黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 KT 67 能登川町猪子南方北向十一面観音堂への道路終点（図版Ⅶ. 2）

GSJ R25908

結晶：石英は最大で長さ3.5mm、普通1-2mmの半自形又は他形で、破片状のものも多く含まれる。石英は微細な包有物に富む。カリ長石は長さ1.5-2mmの半自形で、カオリン化を被り淡褐色に変色している。斜長石は長さ1-2mmの半自形で、汚濁し炭酸塩鉱物を生じているものがある。また一部には弱い累帯構造を示すものが認められる。黒雲母は長さ1-1.5mmの板状で屈曲したものが認められる。角閃石又は輝石は緑泥石や不透明鉄鉱物に交代され、仮像をなしており同定は困難である。副成分鉱物として長さ0.3mm程度の自形状褐れん石が含まれる。

基質：淡褐色のガラスからなり、脱ガラス化が進んでいるが溶結構造は明瞭に認められる。

黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 KT 175 神崎郡五箇荘町和田山山頂部付近 GSJ R25909

結晶：石英は最大で長さ3mm、普通1-2mmの半自形で割れ目に富む。結晶の一部は破碎され数個又は10数個に割れたものが認められる。カリ長石は長さ1.5-2mmの半自形で一部は淡褐色に汚濁し、結晶内部に鱗片状の黒雲母を生じたものがある。斜長石は長さ1.5-2mmの半自形で弱い累帯構造が見られる。

斜長石中にもカリ長石と同様な鱗片状黒雲母を生じているものが認められる。黒雲母は再結晶作用によると思われる鱗片状又は葉片状集合体を形成する。副成分鉱物として不透明鉄鉱物とジルコンが含まれる。

基質：脱ガラス化しているが溶結構造は保律されている。

本岩は軽度の熱変成作用を被りホルンフェルス化したものと考えられる。

4) 本岩は西川ほか(1979)・川崎ほか(1982)により瓶割山溶結凝灰岩(模式地は「近江八幡」図幅地域内)とされたものに相当する。しかし、現時点における平野部の湖東流紋岩類についての対比は試案の段階であり、固定したものではない。したがって本文中産地の名称を取り織山溶結凝灰岩と呼ぶ。

Ⅲ. 5 北東部地域の湖東流紋岩類

本地域には荒神山及びその周辺地域と高島郡安曇川町に属する琵琶湖中の岩礁“沖ノ白石”とを含める。また、花崗岩の分布する多景島で花崗岩中に包有された流紋岩凝灰岩の岩塊についてもこの項で記載する。

Ⅲ. 5. 1 荒神山溶結凝灰岩

本溶結凝灰岩は荒神山とその南東方の西清崎及び彦根市賀田山町付近の小さな丘陵を構成する。主として流紋岩溶結凝灰岩からなり、若干の凝灰角礫岩と砂岩及び泥岩を伴う。

この地域の流紋岩類を便宜上一括して“荒神山溶結凝灰岩”と呼ぶ。

Ⅲ. 5. 1. a 荒神山溶結凝灰岩に伴う碎屑岩類

凝灰質砂岩・泥岩及び凝灰角礫岩

本岩類は荒神山溶結凝灰岩の基底部を構成する。凝灰質砂岩と泥岩の互層は曾根沼に臨む荒神山外周道路や荒神山の北東端部が宇曾川に臨む唐崎神社南西方から県立荒神山少年自然の家に向かって良好な露頭が見られる。

曾根沼付近では、凝灰質砂岩、泥岩及び凝灰岩の互層からなり、上部は溶結凝灰岩に覆われる。基底部は見えないが、露頭部分のみで5-6mの厚さをもつ。全体に砂がちで、泥質部は薄く数cm内外の薄層として砂岩中に挟まれることが多い。全体に淡灰褐色又は暗灰色を示す。層理は明瞭で、N55°E、NWに15-20°の傾斜を示している。荒神山北東縁部にある前述の“少年自然の家”付近では、凝灰質砂岩及び泥岩の互層中にスランピングによる堆積の乱れが認められる。また、荒神山北東側の登山道(車道)では、厚さ数mの砂岩及び泥岩の互層が溶結凝灰岩中にブロックとしてとり込まれている。

凝灰角礫岩は主として西清崎北方の荒神山山麓東斜面に分布する。厚さは数10m程度と考えられる。礫は数cm内外の亜円礫からなり、基盤の中・古生層から由来したと考えられるチャート、砂岩及び頁岩を主体とし、少量の溶結凝灰岩を含む。基質は凝灰質であるが風化により粘土化している。

曾根沼北東縁部の道路の切割り部分では、直径数10cm(最大70cm)の亜円礫の溶結凝灰岩が見いだされる。このほか径5-10cmの溶結凝灰岩及び凝灰質砂岩の礫が含まれる。礫として含まれる溶結凝灰岩は粗粒で結晶に富むが、風化しているため他地域のものと比較することは困難である。基質は凝灰質又は砂質である。このような巨礫を含む岩相は他地域では確認されていない。また、側方への連続性が確認できないことから特異なものと考えられる。

Ⅲ. 5. 1. b 溶結凝灰岩

本岩は荒神山と、その南東方の西清崎及び彦根市賀田山町付近の丘陵部に分布する。

荒神山地域では前述のように溶結凝灰岩の基底部に碎屑岩層を伴っている。碎屑岩層は一般に20°以下の緩やかな傾斜を示しているが、その上部の溶結凝灰岩の内部構造も本質レンズによる葉理面で見ら

れるかぎりでは20°又はそれ以下である。

溶結凝灰岩の全体の厚さは200m程度と考えられる。

本岩は淡灰色又は淡灰緑色の緻密な斑状岩で、一部にはよく扁平化した長さ3-5cmの本質レンズが含まれる。

本質レンズは灰緑色の緻密なガラス質の石基からなり、長さ2-3mmの石英、カリ長石及び斜長石の斑晶を含む。

荒神山山頂付近の南斜面沿いの道路に露出する溶結凝灰岩中には長さ6cm、幅4cmの大型本質レンズが見られる。この本質レンズは淡緑色の緻密なガラス質の石基をもち、石英の結晶は粒径5-6mm、カリ長石は長さ7-10mmに達する。

石質破片として、淡灰色—淡緑色の珩質凝灰岩又は、灰白色のチャートが少量含まれる。いずれも長さは1-2mmである。

荒神山地域の溶結凝灰岩中の代表的な試料についてはその化学組成を第8表のNo.9とNo.10に示した。いずれも流紋岩の組成を示している。

黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 KT 51 荒神山東側登山道 GSJ R 25910

結晶：石英は最大で長さ2mm、半自形を呈し、微細な包有物に富む。粒径0.5mm以下の破片形石英もしばしば含まれる。カリ長石は粒径1.7mm程度の半自形で、全体にカオリン化を被り淡褐色に汚濁し、パーサイト構造が認められる。斜長石は長さ1.3mm、半自形で微細な炭酸塩鉱物を生じている。黒雲母は長さ0.4mm、板状又は葉片状で、全体に緑泥石化を被り、不透明鉄鉱物に交代されている。黒雲母の一部に屈曲したものが認められる。

基質：全体に脱ガラス化が進んでいるが、溶結構造はかすかに認められる。

本質レンズは一般に長さ2-3cmで、石英とアルカリ長石による微文象組織が認められる。斑晶として長さ1mmの石英、カリ長石及び斜長石が認められる。

石質破片として、長さ1mm内外の珩質凝灰岩及び安山岩が認められる。安山岩は微細な短冊状斜長石と不透明鉄鉱物からなる。

黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 KT 56 荒神山山頂(図版VII. 1) GSJ R25911

結晶：石英は最大で長さ4.5mm、一般には長さ1-2mmの半自形を呈し、微細な包有物に富む。カリ長石は最大で長さ2mm、一般に1mm又はそれ以下の半自形で、カオリン化を被り淡褐色に汚れている。パーサイト構造が認められる。斜長石は長さ1-1.3mmの半自形、炭酸塩鉱物を生じ、汚濁している。黒雲母は粒径0.5-1mmの板状又は葉片状で屈曲が見られる。一般的に緑泥石化を被っている。

基質：淡褐色のガラスからなり、脱ガラス化が見られるが強く溶結した構造を残している。

本質レンズは長さ1cm内外の小型レンズがしばしば含まれる。石英とアルカリ長石による微文象組織を呈し、長さ1mm内外の石英、カリ長石及び斜長石の自形斑晶が認められる。

石質破片として長さ1mmの凝灰質砂岩が含まれる。

III. 5. 2 琵琶湖内の湖東流紋岩類

荒神山の北西方約10kmの琵琶湖内の“沖ノ白石”の岩礁中に溶結凝灰岩が分布する。この溶結凝灰岩はカリ長石の結晶を多く含むこと、苦鉄質鉱物として黒雲母が認められ、流紋岩の鉱物組成を示すことなどから荒神山溶結凝灰岩と岩質が類似している。したがって、荒神山溶結凝灰岩と同質のものとして、北東部地域の湖東流紋岩類のなかに含めた。

また、彦根港西方5kmの湖中の多景島の花崗岩中に取り込まれた流紋岩の薄片の記載についてもこの項で述べる、

黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 KT 152 高島郡安曇川町沖ノ白石 GSJ R 25912

結晶：石英は最大で長さ4mm，一般には長さ2mm又はそれ以下の半自形又は他形で，微細な包有物に富む。カリ長石は最大のもので粒径3.7mm，一般には長さ2mm又はそれ以下で半自形又は他形で，変質が著しくカオリン化を被り，褐色に汚濁している。パーサイト構造が認められる。斜長石は長さ2mm内外で半自形を示す。一般に変質を被り汚濁し，白雲母の微晶を生じている。黒雲母は長さ1-1.5mm，小板状又は葉片状で，屈曲したものが認められ，結晶の多くは暗褐色の不透明鉄鉱物に交代されている。外来破片として，チャートような珪質凝灰岩及び細粒凝灰岩が見いだされる。長さ4mm程度の細長いレンズ状部分が含まれる。この部分は石英，アルカリ長石及び斜長石により埋められている。恐らく本質レンズと考えられる。

基質：淡褐色のガラスからなり，溶結構造は鮮明である。一部に径0.2-0.4mmの球顆状組織の発達が見られる。

紅柱石白雲母黒雲母ホルンフェルス（流紋岩凝灰岩）KT 151 多景島（図版Ⅷ.1,2）GSJ R25913

結晶：石英は最大で粒径4mm，一般に粒径2mm又はそれ以下の半自形又は他形で微細な包有物に富み割れ目を生じている。割れ目を黄褐色鉱物が埋めている。カリ長石は長さ1-2mm，半自形で淡褐色に汚濁している。斜長石は長さ1mm前後の半自形で少量含まれる。紅柱石は長さ1-1.8mmの自形又は半自形で，燐灰石や黒雲母の微晶を包有する。結晶の外縁部で白雲母に交代されたものが認められる。黒雲母は長さ0.2-0.4mmの小板状又は鱗片状でX=淡い黄色，Y・Z=明るい褐色を示す。白雲母は長さ0-7mmの板状又は長さ0.3mm程度の鱗片状又は不定形で，紅柱石又は黒雲母と共生する場合が多い。

石基：石英，アルカリ長石及び斜長石からなり再結晶によりモザイク状組織を呈する。

本岩は多景島の見塔寺寺域にブロック（1×0.7m）として露出するもので花崗岩中の捕獲岩塊と考えられる。原岩の組織及び構成鉱物から流紋岩と考えられる。

Ⅲ. 6 湖東流紋岩類の年代

湖東流紋岩類の年代測定値はSEKI（1978）によりステージⅠ（三村，1975）の溶結凝灰岩（全岩）のRb-Sr法によるアイソクロンの年代が $121 \pm 35\text{Ma}$ ，同じく結晶を除いた基質部分が $69 \pm 23\text{Ma}$ ，また，ステージⅡ及びⅢの溶結凝灰岩（全岩）は $75.8 \pm 2.4\text{Ma}$ が報告されている。

これらの年代測定値の試料は大部分が「彦根東部」図幅地域内の主岩体に関するものである。

本図幅地域内の平野部岩体について5個の年代測定値を第9表に示した。

試料はいずれもK-Ar法による溶結凝灰岩の全岩年代である。その中のKT59とKT66は安土溶結凝灰岩に属し，KT112とKT113は奥島山溶結凝灰岩である。また，KT56は荒神山溶結凝灰岩である。前述のSEKI（1978）による年代測定の対象とされた湖東流紋岩類主岩体（「彦根東部」図幅）のステージ区分の詳細は，宮村ほか（1976）に述べられている。ステージⅠは萱原溶結凝灰岩，ステージⅡは八尾山火砕岩層の下部を構成する溶結凝灰岩で，ステージⅢはその上部の非溶結凝灰岩とされている。

本図幅地域内の湖東流紋岩類平野部岩体と「彦根東部」図幅地域内の湖東流紋岩類主岩体との層序・岩質区分による対比は極めて困難である。しかし，あえて対比を試みるとすれば，安土溶結凝灰岩はステージⅠの萱原溶結凝灰岩に，奥島山及び荒神山溶結凝灰岩はステージⅡの八尾山火砕岩層下部の溶結

第9表 湖東流紋岩類の年代測定値

番号	試料番号	GSJ No.	地層名	岩石名	測定試料	分析法	K(%)	^{40}Ar rad (10^{-5} ml/g)	% ^{40}Ar rad	Age (Ma)
1	KT-59	R 25928	安土溶結 凝灰岩	かんらん石含有 輝石角閃石 流紋岩デイサイト 溶結凝灰岩	全岩	K-Ar	2.63	0.648	88.2	62.6±3.1
							2.64	0.656	84.1	
2	KT-66	R 25905	安土溶結 凝灰岩	かんらん石含有 輝石角閃石 流紋岩デイサイト 溶結凝灰岩	全岩	K-Ar	2.15	0.533	83.7	63.1±3.2
							2.18	0.547	84.3	
3	KT-56	R 25925	荒神山溶結 凝灰岩	黒雲母流紋岩溶結 凝灰岩	全岩	K-Ar	3.40	0.796	87.9	59.8±3.0
							3.42	0.817	84.8	
4	KT-112	R 25929	奥島山溶結 凝灰岩	角閃石黒雲母溶結 凝灰岩	全岩	K-Ar	3.11	0.744	80.1	60.7±3.0
							3.11	0.749	82.4	
5	KT-113	R 25927	奥島山溶結 凝灰岩	黒雲母溶結凝灰岩	全岩	K-Ar	3.92	0.880	89.8	57.3±2.9
							3.94	0.900	88.8	

(測定 Teledyne Isotopes)

凝灰岩に対応させることができる。

安土溶結凝灰岩は本図幅地域では下位を代表する溶結凝灰岩であり、ほぼ63Maを示している。奥島山溶結凝灰岩と荒神山溶結凝灰岩は本地域では上位の溶結凝灰岩であり、ほぼ60Maを示している。

本図幅地域及びその周辺地域に分布する比良花崗岩のRb-Sr法による鉱物年代値は第10表に示すように、いずれも湖東流紋岩類のK-Ar法による全岩年代値(第9表)より古い値を示している。しかし、K-Ar法による比良花崗岩の黒雲母年代は64Maとほぼ同年代を示している。

第10表 比良花崗岩の年代測定値

産地	岩石名	試料	方法	年令 (単位 Ma)	文献
滋賀郡志賀町北小松	細粒黒雲母アダメロ岩	黒雲母	K-Ar	64	河野・植田(1966)
滋賀郡志賀町比良山	黒雲母花崗岩	黒雲母	Rb-Sr	78	早瀬・石坂(1967)
滋賀郡志賀町比良山	黒雲母花崗岩	カリ長石	Rb-Sr	83	早瀬・石坂(1967)

比良花崗岩分布地域と湖東流紋岩類分布地域は野外で隔てられており、両者の接触部は認められない。しかし、比良花崗岩と同種の花崗岩は宮ヶ浜付近で湖東流紋岩類中に貫入しており、比良花崗岩をはじめとする同種の花崗岩は湖東流紋岩類より遅れて貫入したことは確実である。

花崗岩より古いはずの湖東流紋岩類のK-Ar年代が、ほぼ同年代又はやや若い値を示している事実は、花崗岩は黒雲母年代であり、湖東流紋岩類は著しい変質作用又は熱変成作用を被った溶結凝灰岩(全岩)のK-Ar年代という違いに基づいている。したがって、これらの影響を考慮する必要があるものと考えられる。

IV. 花崗閃緑斑岩

本岩は後期白亜紀―古第三紀火山・深成岩類の一部を形成し、白亜紀末の貫入と考えられる。本図幅地域内では、湖東流紋岩類を貫いてストック又は岩脈として出現する。分布地域から見て長命寺の北方、琵琶湖沿いの地域と沖島の2箇所に大別され、それぞれ長命寺岩体及び沖島岩体と呼ぶ。

本岩と花崗岩類との関係は第V章で述べるが、本岩は花崗岩よりも早期の貫入と考えられる。

IV. 1 長命寺岩体

本岩体は近江八幡図幅地域内の長命寺山(333m)の南からほぼ南北方向に伸長し、南北2.5km、東西1kmの規模で露出する。また、更にその北方延長上では、幅10数mの岩脈として奥島山溶結凝灰岩と宮ヶ浜溶結凝灰岩中に貫入している。

本岩は著しい斑状組織を呈し、灰白色―灰緑色、緻密、珪長質の石基中に石英・カリ長石・斜長石・黒雲母及び緑色普通角閃石の斑晶が散点する。斑晶中で最も大型のものはカリ長石で、長さ1-2cmに達する。斜長石は一般に長さ0.5-1cm、石英は粒径3-5mmである。本岩は岩体の縁辺部、特に姉崎郡山(424.7m)山頂から北東部において奥島山溶結凝灰岩との境界部付近では、全体に細粒となり、淡青緑色を呈する。斑晶のカリ長石及び斜長石は長さ0.5mm以下で斑状組織は著しくない。

宮ヶ浜国民休暇村本館裏の道路沿いの砂の採取場跡に露出する本岩は幅数mの岩脈として奥島山溶結凝灰岩を貫いてこれに熱変成作用を与えている。両者の接触部はN80°E、45°Sの傾斜を示す圧砕された粘土化帯である。恐らく貫入面に沿って断層を生じたものと推定される。粘土化帯の幅は10-20cmである。また、本露頭の側方(東方)に向かって20mの地点では、前述の花崗閃緑斑岩と花崗岩の接触部が見られる。しかし、両者とも著しく風化しており、貫入関係を確認することは困難である。

本地域における新鮮な花崗閃緑斑岩は淡灰色の珪長質石基をもち、最大1cm内外で普通は5mm以下のカリ長石及び斜長石の斑晶をもつ。石英は粒径2-3mmでしばしば集合して斑状を呈する。苦鉄質鉱物としては鱗片状黒雲母と長さ3-5mmの柱状角閃石が含まれる。

IV. 2 沖島岩体

ほぼ東西方向に伸長した沖島の北半部を占めて分布し、沖島溶結凝灰岩中に貫入している。延長は2km、幅は最大部で500mである。沖島は、かつて花崗閃緑斑岩の石材の産地であり、各所に石材を採掘した跡が残っている。

沖島北西端の本岩は灰白色の珪長質石基をもち、斑晶のカリ長石は長さ1-1.5cm、斜長石は長さ1cm又はそれ以下である。石英は粒径3mm内外で、しばしば集合結晶となっている。苦鉄質鉱物は鱗片状黒雲母と長さ1-2mmの柱状角閃石が含まれる。

圧砕を被った部分では、緑泥石化作用が進み圧砕により生じた割れ目に沿って緑れん石を生じている。

沖島北東端部付近の本岩は石基の粒度が全体に粗くなり (0.5-1mm), 外観上は花崗岩に近い組織を呈する。カリ長石及び斜長石は長さ 1cm 又はそれ以下のものが多い。

本露頭では N20° W, 20° SW の節理が発達する。節理面に沿って軽度の圧砕構造が認められる。

沖島南東端部では、花崗閃緑斑岩の一部が溶結凝灰岩を貫いており、花崗閃緑斑岩中に沖島溶結凝灰岩の捕獲岩塊 (60 × 80cm) を取り込んでいる。花崗閃緑斑岩は暗灰色を呈し緻密な珪長質石基をもつ。カリ長石及び斜長石の斑晶は長さ 0.5-1cm である。また、石英も粒径 2mm 以下で、全体の粒度が細かく周縁相を呈するものと考えられる。

黒雲母角閃石花崗閃緑斑岩 (長命寺岩体) KT 123 姉崎郡山山頂付近 GSJ R 25914

斑晶：斜長石は最大で長さ 5mm 以上、一般には長さ 2-3mm の半自形柱状で一般に変質し汚濁している。結晶の内部に緑泥石又は緑れん石を生じたものが認められる。石英は最大で長さ 4mm、普通は長さ 1-2mm で半自形又は他形で、微細な包有物に富む。カリ長石は 1-1.5mm、半自形で少量含まれ、変質が著しく汚濁している。角閃石は長さ 1-1.5mm、半自形ですべて緑泥石化を被っている。また、緑れん石に交代されたものも認められる。黒雲母は長さ 0.5-1mm の板状又は葉片状で緑泥石化が著しい。一部に屈曲したものが認められる。

石基：微細な石英・斜長石及びアルカリ長石からなり完晶質である。

本岩は標高約 400m 地点で姉崎郡山山頂部のすぐ下に露出する浅部相の代表と考えられる。

黒雲母角閃石花崗閃緑斑岩 (長命寺岩体) KT 83b 近江八幡市沖島町宮ヶ浜 (図版 IX. 1) GSJ R 25915

斑晶：石英は最大で粒径 4-5mm、普通は粒径 2-3mm の半自形で微細な包有物に富む。斜長石は長さ 1cm に達するものもみられるが、長さ 5mm 前後の自形柱状を呈する。変質を被り、淡褐色に汚濁している。カリ長石は長さ 1-1.5mm の半自形を示し、変質が著しく褐色に汚濁している。カリ長石は少量しか認められない。角閃石は長さ 1mm 前後の自形又は半自形で、緑褐色を呈する。黒雲母は長さ 0.5-1mm、板状又は葉片状で一般に緑泥石化作用を被っているが、結晶の一部又は大部分が再結晶作用によって生じた淡紅褐色の黒雲母の集合体により交代され、一部では繊維状の白雲母を生じている。副成分鉱物として、磷灰石、ジルコン、スフェンが含まれる。二次鉱物として緑れん石を生じている。

石基：微細な石英、斜長石及びアルカリ長石からなり完晶質である。

本岩は花崗岩による軽度の熱変成作用を被り、黒雲母の一部は再結晶したのと考えられる。

角閃石黒雲母花崗閃緑斑岩 (沖島岩体) KT 96 沖島北東岸 GSJ R 25916

斑晶：石英は粒径 3mm 又はそれ以下で破碎され、粒状に分離し、微細な包有物に富む。カリ長石は半自形で長さ 5mm に達するものがしばしば含まれ、淡褐色に汚濁している。斜長石は長さ 2mm 内外の自形又は半自形であり、変質を被り汚濁し、炭酸塩鉱物や白雲母の微晶を生じている。黒雲母は長さ 1mm 以下の小板状又は葉片状で、ほとんど緑泥石化している。角閃石は長さ 1mm の半自形で、緑泥石や白雲母に交代されており仮像をとどめているにすぎない。多量の緑れん石が脈状に又はパッチ状に生じている。

石基：微花崗岩質で珪長質の粒径は 0.1-0.2mm 程度である。本岩は石英に多数の割れ目がみられ、サブグレイン化しているので軽度の圧砕を被ったものと考えられる。

V. 花 崗 岩

V. 1 概 説

本図幅地域の大部分は琵琶湖低地帯で占められており、後期白亜紀火山・深成岩類の分布面積は狭い。しかし、本図幅地域外では、南東に隣接する「御在所山」地域の愛知川上流の神崎川沿いに鈴鹿花崗岩の北西縁辺部が露出する。また、南に隣接する「近江八幡」図幅地域内の野州川北方の野州町と竜王町には三雲花崗岩と呼ばれる花崗岩類が分布する。更に琵琶湖西岸の西隣「北小松」図幅地域内に比良花崗岩の本体が分布している。

琵琶湖北岸から湖北地域にかけても江若花崗岩^{こじやく}と呼ばれる花崗岩類の分布が知られている。したがって、琵琶湖の周囲は後期白亜紀花崗岩類によって取り巻かれた形となっている（第18図）、

本図幅地域内の花崗岩は本地域北西部の高島町、白鬚神社付近の琵琶湖西岸地域に露出する比良花崗岩の北東縁部の一部を形成するもの、彦根港西方5.5kmの琵琶湖中に浮かぶ多景島に分布するもの及び宮ヶ浜国民休暇村本館南西方に分布するものの3地域に区別される。しかし、本図幅地域内では琵琶湖西岸の比良花崗岩の岩体の一部を除いては分布面積が極めて小さい。したがって、琵琶湖中の一孤島である多景島に分布する花崗岩が、距離的には最も近い多景島の北北西14kmの琵琶湖中の竹生島に分布する花崗岩⁵⁾に対比できるかどうか明らかでない。

また、宮ヶ浜付近の花崗岩の小岩体は地理的には前述の三雲花崗岩の北端部から15km北方地域に分布する。しかし、宮ヶ浜からその南方の長命寺山にかけての地域には、花崗閃緑斑岩が分布しており、三雲花崗岩の北端部までの地域は琵琶湖低地帯で隔てられており、露出がない。したがって、岩のみでは、いずれの花崗岩に対比できるか明らかでない。

本図幅地域内の3箇所⁵⁾に分布する花崗岩は比良花崗岩を除いては岩石・鉱物年代が明らかでない。しかし、その他の花崗岩も西南日本内帯に特徴的な火砕流堆積物である湖東流紋岩類中に貫入しており、岩などから後期白亜紀花崗岩に属するものと考えられる。

V. 2 比 良 花 崗 岩

本図幅地域内の琵琶湖西岸、高島町に分布する花崗岩は比良花崗岩の一部で、その北東縁部に相当する。したがって本地域内ではその周縁相の一部しか見られない。比良花崗岩についての地質・岩石の記載はYOSHIZAWA, *et al.* (1965)に詳しく述べられているので、本文では上記の論文から要約して比良花崗岩の概要を述べる。

本岩は比良岳付近を分布の南限とし、琵琶湖西岸に沿ってNNE-SSW方向に延長14km、幅5kmにわたって分布する。花崗岩体は、ほぼ東西性の一般走向を示す中・古生層中に一般走向を切って進入

5) 高島郡北部と伊香郡西部から福井県にかけて分布する花崗岩は近江と若狭の両国にまたがることから江若花崗岩呼ばれている。琵琶湖北岸の海津大崎や竹生島に分布する花崗岩も、これに含まれると考えられている（藤本, 1979）。

し、中・古生層との接触面はほぼ NNE-SSW を示す。花崗岩体の西側では中・古生層中に幅約 1km にわたる接触変成域が形成されている。岩体の東側はほとんどの部分が第四紀層の古琵琶湖層群により覆われる。

本岩は岩相の変化に富み、1つの岩相から他の岩相に移化する場合が多い。中・古生層との接触部に近い部分では、中粒黒雲母花崗岩で部分的には細粒黒雲母花崗岩となる。ルーフの部分では、斑状黒雲母花崗岩又は細粒黒雲母花崗岩となる。岩体の中央内部では、粗粒黒雲母花崗岩となり、しばしばペグマタイトを伴っている。

岩体の主塊をなす粗粒黒雲母花崗岩は斑状黒雲母花崗岩や細粒黒雲母花崗岩をしばしば切っている。このような事実から比良花崗岩は最初に浅部相としての斑状黒雲母花崗岩が進入固結した後で、主岩相の粗粒黒雲母花崗岩が遅れて進入固結したと考えられている。火成活動の最末期には、石英斑岩又は石英ひん岩の岩脈が、花崗岩体の伸長方向に並行して NNE-SSW 方向に進入した。

V. 2. 1 比良花崗岩中の鉱物の年代

本岩中の鉱物の放射性年代を第 10 表にとりまとめた。Rb-Sr による黒雲母年代は 77-78Ma を示し、同じくカリ長石では 83Ma を示し、自亜紀後期の値を示している。K-Ar による黒雲母の値は 64Ma とやや若く古第三紀を示している。しかし、これらの値から考察して西南日本内帯に広く分布する後期白亜紀—古第三紀の火成活動に属する花崗岩類であることは疑いない。YOSHIZAWA, *et al.* (1965) は、本図幅地域に近接して露出する田ノ上花崗岩及び鈴鹿花崗岩と比良花崗岩を対比しており、更に中部地方内域に分布する濃飛流紋岩類に進入する苗木・上松花崗岩をも同類のもののみなした。

V. 2. 2 彦根西部地域の比良花崗岩

本図幅地域では、鶯川から国鉄湖西線の近江高島駅の西側にかけて、南北に 2.5km、東西に 1.5km の広さに露出しており、比良花崗岩の北東縁部に相当する。

近江高島駅西方 1km の日吉神社西方の山地では、本岩は斑状黒雲母花崗岩と中粒—細粒黒雲母花崗岩とからなる。これらの岩相は比良花崗岩の周縁相である。

斑状黒雲母花崗岩には 2 種類が認められる。1つは長さ 1cm 内外のカリ長石と斜長石の斑状組織が著しい灰白色の岩石で、石英も数個の集合体を形成し、全体として 0.5-1cm の大きさに達する。黒雲母は鱗片状で全体に均等に含まれ、最大でも 2mm 以下である。基質は細粒である。

もう一方の斑状黒雲母花崗岩は石英による斑状組織が著しい。石英は粒径 3-4mm の丸味を帯びた結晶が数個の集合体となり、斑状組織を強調している。カリ長石及び斜長石の斑晶は前者ほど顕著でないが、一般に長さ 0.5-1cm である。黒雲母は長さ 1-2mm の小板状で、しばしばクロットを形成する。基質は細粒である。

細粒黒雲母花崗岩は灰白色で、石英、カリ長石及び斜長石のそれぞれの粒度はほぼ均等である。黒雲母は粒径 1mm 又はそれ以下の鱗片状で全体に均等に含まれる。

主成分鉱物：カリ長石，石英，斜長石，黒雲母

副成分鉱物：燐灰石，ジルコン，鉄鉱

カリ長石は長さ3-4mm，半自形の卓状であるが，結晶の外縁部は入り込みの多い形を示し，ほかの成分鉱物の間隙を充填したような形を示すことが珍しくない。パーサイト構造 (stringlets perthite) が発達する。カリ長石はカオリン化を被り，淡褐色に汚れている。石英は粒径が3-4mm又はそれ以下で，ほぼ等粒状である。斜長石は長さ0.5-1cmで，半自形卓状を示す。全体に汚れ，炭酸塩鉱物及び白雲母の微晶を生じている。黒雲母は普通褐色種で板状を示し，X=淡黄色-クリーム色，Y・Z=明るい褐色で，ジルコンや褐れん石の微晶を包有する部分では，著しいハローを示している。黒雲母の結晶の一部が白雲母に変化したものが認められる。また，黒雲母の一部には緑色を示すものが認められる。これらの多くは虫食い状を呈する。

斑状黒雲母花崗岩 KT 150b 高島町日吉神社西方 (図版 X. 2) GSJ R25918

主成分鉱物：石英，カリ長石，斜長石，黒雲母

副成分鉱物：褐れん石，ジルコン，鉄鉱

斑状組織を示し，斑晶と基質の部分が明らかに識別される。

斑晶：石英は最大粒径5mm，一般に2-3mmで丸味を帯び数個が集まって全体として長さ1cmに達する斑晶を形成する。カリ長石は長さ2mm又はそれ以下で，小型のものは結晶の外縁は入り込みの多い不規則形を示す。パーサイト構造を示し，淡褐色に汚濁している。斜長石は長さ2-3mmの半自形で，全体に汚濁し，白雲母の微晶を生じている。黒雲母は褐色種で，X=淡いクリーム色，Y・Z=濃い褐色で，長さ1-1.5mmの板状結晶として産する。淡緑色の黒雲母が一部に認められ，その多くは虫食い状を呈する。ジルコンの微晶を含む部分に著しいハローを生じている。

基質：粒状の石英，斜長石及び間隙を充填したような形のカリ長石からなり，部分的に微文象構造が認められる。

V. 3 黒雲母花崗岩 (宮ヶ浜岩体)

宮ヶ浜国民休暇村本館前の湖岸道路や後背山地において宮ヶ浜溶結凝灰岩又は奥島山溶結凝灰岩を貫く小規模な岩体として出現する。上記の地域における花崗岩の露出面積は小さいが，周囲の湖東流紋岩類中の溶結凝灰岩に対して著しい熱変成作用を与えていることから考えて，溶結凝灰岩の下部にかなり広く潜頭的に伏在するものと推定される。

本岩の一部は宮ヶ浜国民休暇村本館前の湖岸道路山側の露頭で花崗閃緑斑岩 (長命寺岩体) の一部と接する。両者は共に風化が著しく，真砂に近い状態で接触している。1つの露頭では，花崗閃緑斑岩に接する花崗岩はアプライトであり，接触面はN45°W，SW65°である。また，他の露頭では崖の上部が花崗閃緑斑岩で下部を花崗岩で占めている。

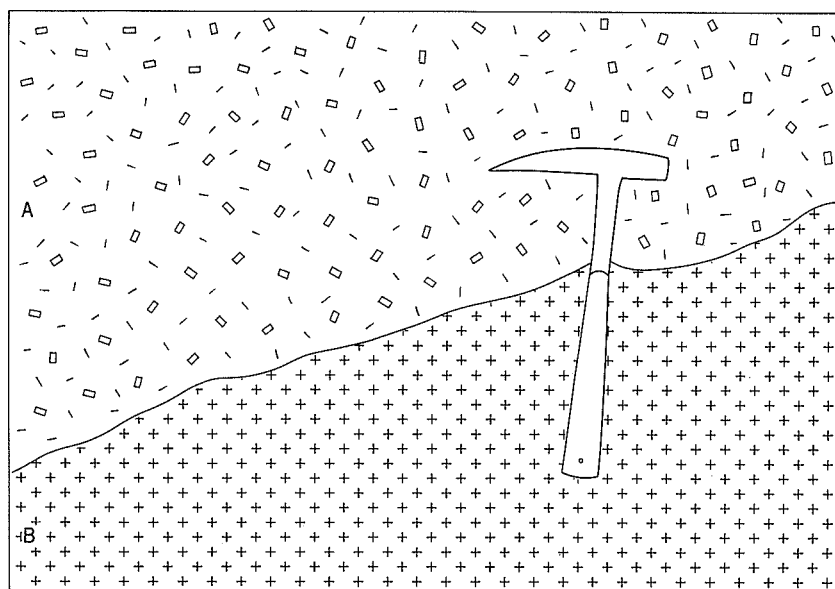
見掛上は花崗岩が花崗閃緑斑岩を下から貫いているように見える。

接触部付近の比較的新鮮な花崗閃緑斑岩を鏡下で観察すれば黒雲母の再結晶作用が認められる。これらの状況から判断して，花崗岩は花崗閃緑斑岩にやや遅れて貫入したものと推定される。

岩質は中粒状黒雲母花崗岩で，一部にアプライト質岩相が見いだされる。等粒状で片理は全く見られない。

中粒黒雲母花崗岩 KT 83a 宮ヶ浜国民休暇村本館前湖岸道路 (図版 IX. 2) GSJ R 25919

主成分鉱物：カリ長石，石英，斜長石，黒雲母



- A : 花崗閃緑斑岩
B : 黒雲母花崗岩

0 20cm

第26図 花崗閃緑斑岩と花崗岩との接触部のスケッチ 花崗閃緑斑岩（上部）
を貫く花崗岩（下部）（宮ヶ浜国民休暇村本館北側の湖岸道路）



第27図 花崗閃緑斑岩を貫く花崗岩（第26図と同一地点）

副成分鉱物：燐灰石，ジルコン，鉄鈹

カリ長石は長さ2-3.8mm，石英，斜長石と共に基質を構成し，結晶の外縁は入り込んだ形を示す．パーサイト構造を有し，全体にカオリン化を被り淡褐色に汚濁している．石英は粒径2-5mmで，微細な包有物に富む．斜長石は長さ2mm又はそれ以下の半自形で，変質により汚濁している．黒雲母は褐色種でX=淡黄色，Y・Z=濃い褐色である．通常，長さ1-2mmの板状結晶として産する．燐灰石や鉄鈹物の包有物が見られる．

基質はほぼ等粒状で花崗岩質組織を呈する．

V. 4 黒雲母花崗岩（多景島岩体）

多景島全島を構成する花崗岩は中粒—粗粒状黒雲母花崗岩とアプライトで湖岸に沿って柱状節理の発達が顕著である．中粒—粗粒状花崗岩は灰白色を呈し，等粒状で片理は全く認められない．カリ長石は所により淡い桃色を示すことがある．アプライトはポケット状又は脈状に上記の主岩相中に進入している．

多景島のほぼ中央部にある見塔寺の寺域中に高さ1m，幅約数10cmのブロック状の流紋岩凝灰岩が露出している⁶⁾．この流紋岩凝灰岩は花崗岩による著しい熱変成作用を被っている．恐らく花崗岩中の巨大な捕獲岩塊と考えられる．



第28図 北東側から見た多景島の一部と花崗岩の節理

6) III. 5. 2の項で記載

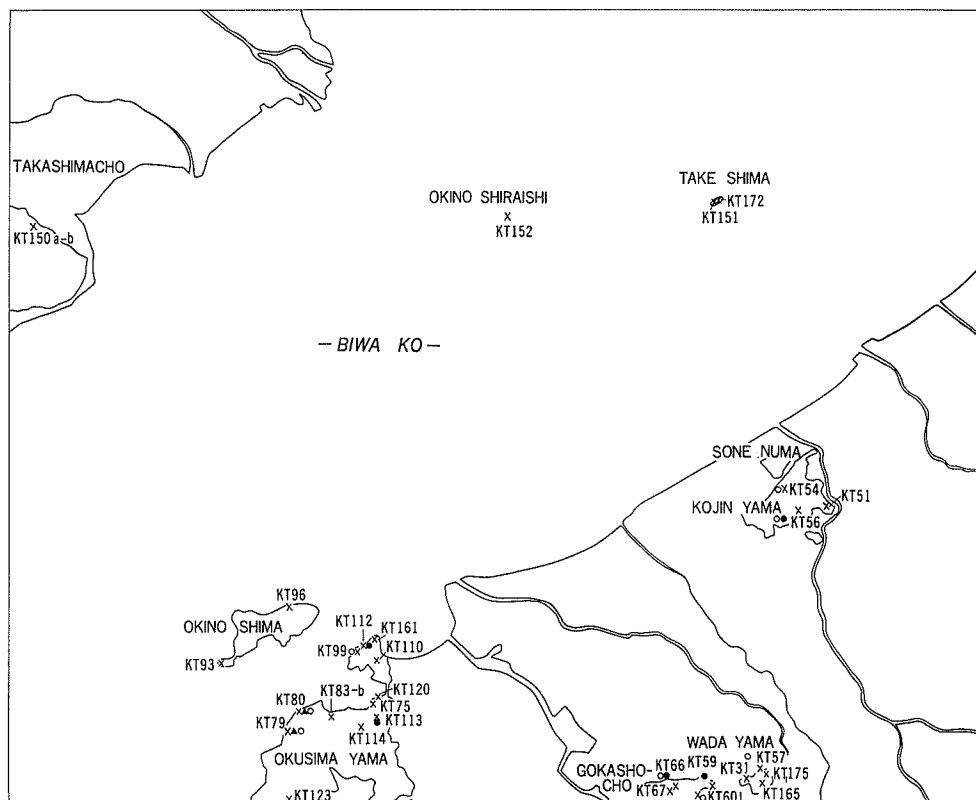
中粒—粗粒黒雲母花崗岩 KT 172 多景島 GSJ R 25920

主成分鉱物：カリ長石，石英，斜長石，黒雲母

副成分鉱物：燐灰石，ジルコン，鉄鈹

カリ長石は最大で5mm以上，通常は2-3mm，石英，斜長石と共に基質を構成し，結晶の外縁は間隙を充填した形状を示す。パーサイト構造を示し，カオリン化を全体に被り淡褐色を呈する。石英は粒径3-5mm，又は2mm以下で，波動消光を示す。斜長石は長さ，1.5-2mm，半自形で中核部は一般に汚濁している。斜長石はカリ長石や石英に比べて少量である。黒雲母は長さ1-2mm，板状結晶として産する。X = 淡褐色，Y・Z = 明るい褐色で，ジルコンなどの包有物を含む部分ではハローを生じている。

基質は等粒状で花崗岩質組織を呈する。



○ 化学分析試料 ● 放射性年代測定試料 ▲ 鉱物分析試料 × 岩石記載試料

第29図 化学分析，年代測定及び岩石記載試料採取位置図

VI. 新生界

本地域内の新生界は西北部と東南部の沖積平野をつくる地層と中央部の琵琶湖湖底堆積物が主なものである。本地域北西隅に泰山寺野台地末端がわずかにかかり，その南に比良山地山麓の台地がこれも小範囲にかかる（第2図及び第1表参照）。これらの台地をつくる地層は饗庭野台地をつくる高島累層の延長と考えられる。

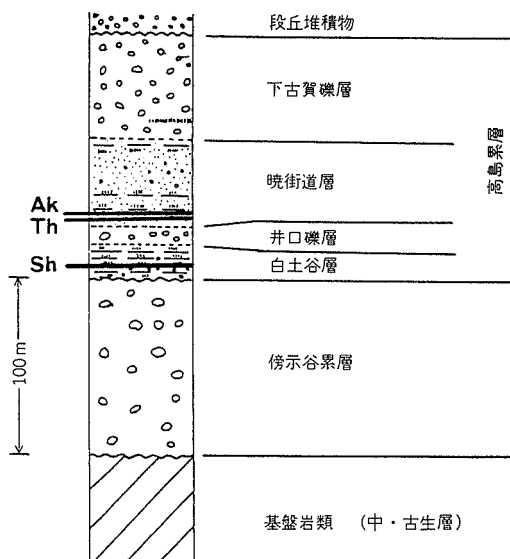
沖積平野と琵琶湖の湖底には、地下深く新生界の存在が推定される。それは周辺の丘陵・台地をつくっている地層とボーリング資料や物理探査などからそのようにいえる。しかしながら、周辺丘陵から平野や湖底の下へ地層が連なる様子は、ボーリング資料で連続的に追跡されていないし、ごく表層部を除いて、鍵層やマーカーになる層が確かめられてもない。

ここには、まず地形分類とボーリング資料とによる表層部の地質区分を示す。そして地下に存在すると考えられる地層について推論を行う。

VI. 1 高島累層

本累層は本地域北西隅、三田の台地斜面及びその約4km南の音羽付近の2箇所分布する。いずれも礫・砂を主とし、泥を挟む水平層よりなり、北隣りの「竹生島」図幅地域の饗庭野台地に模式地をもつ、高島累層の続きと考えられる。本累層の露出は域内で極めて不良なので、ここでは模式地付近における地層を記載する。

高島累層 (YOKOYAMA *et al*, 1977, 1979; 横山ほか, 1979, 1980; ISHIDA and NAKAGAWA, 1978) は饗庭野台地をつくる厚さ約100mの礫・砂・泥層である。下位から白土谷層、井ノ口礫層、暁街道層、下古賀礫層に区分されている(第30図)。白土谷層は滋賀県高島郡朽木村宮前の西琵琶湖カントリークラブ東方の白土谷を模式地とし、主に炭質粘土からなる。基底部では巨礫大の角礫層・粗粒砂で、流木片を含む。層厚は20-30m程度と推定されており、カントリークラブ登り道南側の崖に厚さ2mの白色—黄白色細粒火山灰層が挟まれ、白土谷火山灰層と呼ばれている。これは下から厚さ10cmの桃白色



第30図 高島累層総合柱状図 (YOKOYAMA *et al*, 1980)
 <火山灰記号> Ak: 暁 Th: 大宝寺 Sh: 白土谷

細粒，5cmの黄褐色中一粗粒，20cmの白色細粒，150cmの灰白色みがき砂質の火山灰と重なる。最上部のみがき砂質火山灰は平行葉理を示す。

井ノ口礫層は高島郡新旭町井ノ口北方の崖で見られ，厚さ約10mの大一巨礫からなる。主に中・古生層起源の円一歪円礫からなる。

暁街道層は新旭町から饗庭野へ上る暁街道の道路の急カーブ付近の崖を模式地とし，約50mの厚さがある。花崗岩質砂と灰白色粘土—シルトとの互層で，礫層や炭質粘土・亜炭層も挟む。水生植物やエゴノキ・ナンキンハゼなどの類の種子を産し，ミズガシワ *Menyanthes trifoliata* の種子は4層準から産している。下部に2枚の火山灰層を挟み，下位のを太宝寺，上位を暁火山灰層と呼んでいる。暁火山灰層は厚さ20cmで，下部5cmに重鉱物が含まれるのが肉眼で認められる。

下古賀礫層は安曇川町下古賀北東の大きな崖を模式地とする。ここでは厚さ20mを超える礫層で，厚さ1m以下のシルト—砂層を挟む。礫は主に中・古生層の大一中礫である。分布は丘陵全域に広がり，層厚50-100mと考えられる。下部からマツハダ *Picea bicolor* の毬果を産した。

この礫層の上に白色チャートの角礫と赤色砂・粘土の1-2m厚さの薄層がのり，平坦面をつくる。この面が高位段丘面であるが，高位段丘堆積物は高島累層そのものであり，赤色薄層はその堆積面上に下の礫層の風化物が侵食・再堆積したものと考えられる。

本地域西北部の台地並びに台地斜面に露出する，礫・砂・泥は高島累層下部の地層と判断される。

VI. 2 沖 積 層

沖積層は湖東平野の地形分類図（第7図）に示されるような，扇状地・自然堤防・氾濫原・後背湿地・三角州・浜堤・河床などの堆積物に分けられる。扇状地・浜堤・河床には礫・砂など粗粒堆積物があり，自然堤防は砂・シルトが主であり，氾濫原・三角州は砂・泥，後背湿地は泥が主である。それらは後背地の集水面積や地質条件などによって，粒度や堆積物に差がある。

本地域西北部の高島低地は安曇川扇状地が広く発達し，河床堆積物とともに，その礫は中・古生層の大一中礫よりなる。鴨川扇状地並びに河床は花崗岩質砂と礫からなる。浜堤は中礫を主とする。松ノ木内湖は砂・泥であるが，乙女ヶ池は花崗岩砂が多く，腐植泥を挟む。

湖東平野は芹川・犬上川・宇曾川・愛知川えちが流れるが，本地域には犬上川と愛知川の扇状地末端があるに過ぎない。犬上川は鈴鹿山脈の中・古生層と湖東流紋岩類の分布地帯に広い集水域をもち，扇状地を発達させている。愛知川は中・古生層並びに花崗岩地域から広く水を集め，湖東流紋岩類分布地域をぬけて，広大な段丘・扇状地をつくっている。これら両河川に位置する宇曾川は鈴鹿山脈西縁の湖東流紋岩類の山地を源流とし，比較的集水面積が小さく，運搬能力も比較的小さい。その扇状地の規模は小さいが，典型的な扇状地地形を作っている。本地域内では愛知川と犬上川扇状地の間の低地を流れ，河床堆積物は中—大礫で，河口の400m上流の砂州は中礫まじりの砂・泥よりなり，河口は沈水している。犬上川・愛知川扇状地並びに河床は礫質で，犬上川河口には礫堆が形成されている。愛知川河口三角州はヨシの根の多い泥層が広がるが，現在盛土・護岸工事が進められている。

VI. 3 干拓地及び琵琶湖の底質

大中の湖干拓地は砂質で、泥を挟む。曾根沼は南側が泥・北側が泥質砂を主とする（第8図，第14図）。琵琶湖周辺の干拓地は、大部分が第2次大戦後につくられたもので、以前は砂州で隔てられた水深2-3mの内湖であった。大中の湖干拓地は、昭和21年着工し、水害を受けながら39年に排水完了、面積1,300haである。曾根沼の干拓地は、昭和38年着工、43年完工、77.9haである。

琵琶湖の底質は国土地理院（1964）により調べられた（第14図）。湖盆底から垂沿岸帯にかけ、ほとんど泥が分布している。沿岸帯には砂あるいは砂礫がある。湖底段丘の分類でいえば、深度2m程度の湖棚（第3湖底段丘）の上から深度5mまでの湖棚崖には礫・粗砂・中砂が分布している。深度10m程度の第2湖底段丘面上には褐色礫・砂があり、この段丘崖以深は泥の堆積である。小谷（1971）は水深とMdφとの関係を示しており、デルタの頂置層は2φ以上の砂・礫、前置層は2φ-4φの細粒—微粒砂で、低置層は4φ以下の泥で、水深10-15m程度である。その沖合は湖央に向かって40-50mより深くなると6φ-8φに近づく。

小谷（1971）はまた、河口泥舌の河口との位置関係から、平均的な湖流の方向を知ることができることを示した。すなわち洪水時に河口から流出した浮遊物質の一部がデルタ前面に沈積して、舌状の薄い泥堆をつくる。この河口泥舌は河口を中心として湖岸に平行な左右非対称形になっている。すなわち湖流は河口からこの泥舌の延びている方向に動いているといえる。それにより、北湖の南部と北部で反時計回り、北湖東部で時計回りの3つの湖流があることを示している。

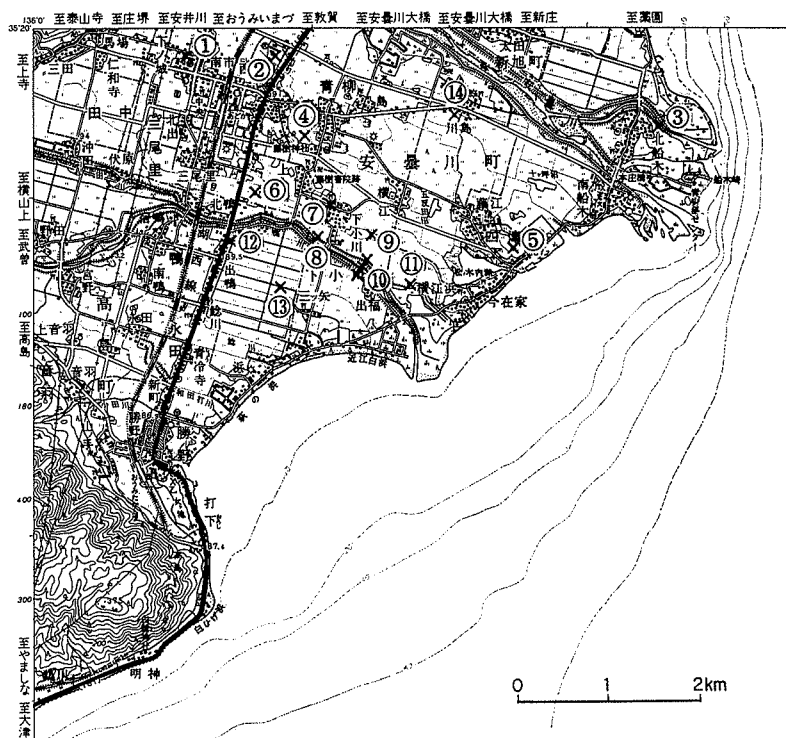
VI. 4 地 下 地 質

平野の地下地質の解明にはボーリング資料の検討が有力である。沖積平野下に関する多数のボーリング柱状図の収集により、岩質と打撃回数（N値）の記載が得られた。比較的深いボーリングでは岩質が示されているのみであった。それらに通し番号をつけ、掘削地点図と柱状図（第31図，第32図）とを示す。高島低地のボーリングは14地点、湖東平野のものは51地点である。これらの柱状図を対比し、沖積層・段丘堆積物相当層・古琵琶湖層群などの詳しい層序区分をすることは現時点では困難である。しかしながら、これまでに知られているAT（始良）火山灰の層準のデータや地形発達知識から、浅層の層序はほぼ解釈することができる。より深い部分の層準については、周辺丘陵の地質と湖底ボーリングのデータとから解明することにした。この場合、物理探査、ここでは重力異常のデータに基づく堆積盆の形と基盤深度の推定値が重要な資料となる。

VI. 4. 1 周辺丘陵の新生界

本地域外の周辺丘陵の新生界は未区分（新第三紀）古期礫層と古琵琶湖層群、そして段丘堆積物などである。

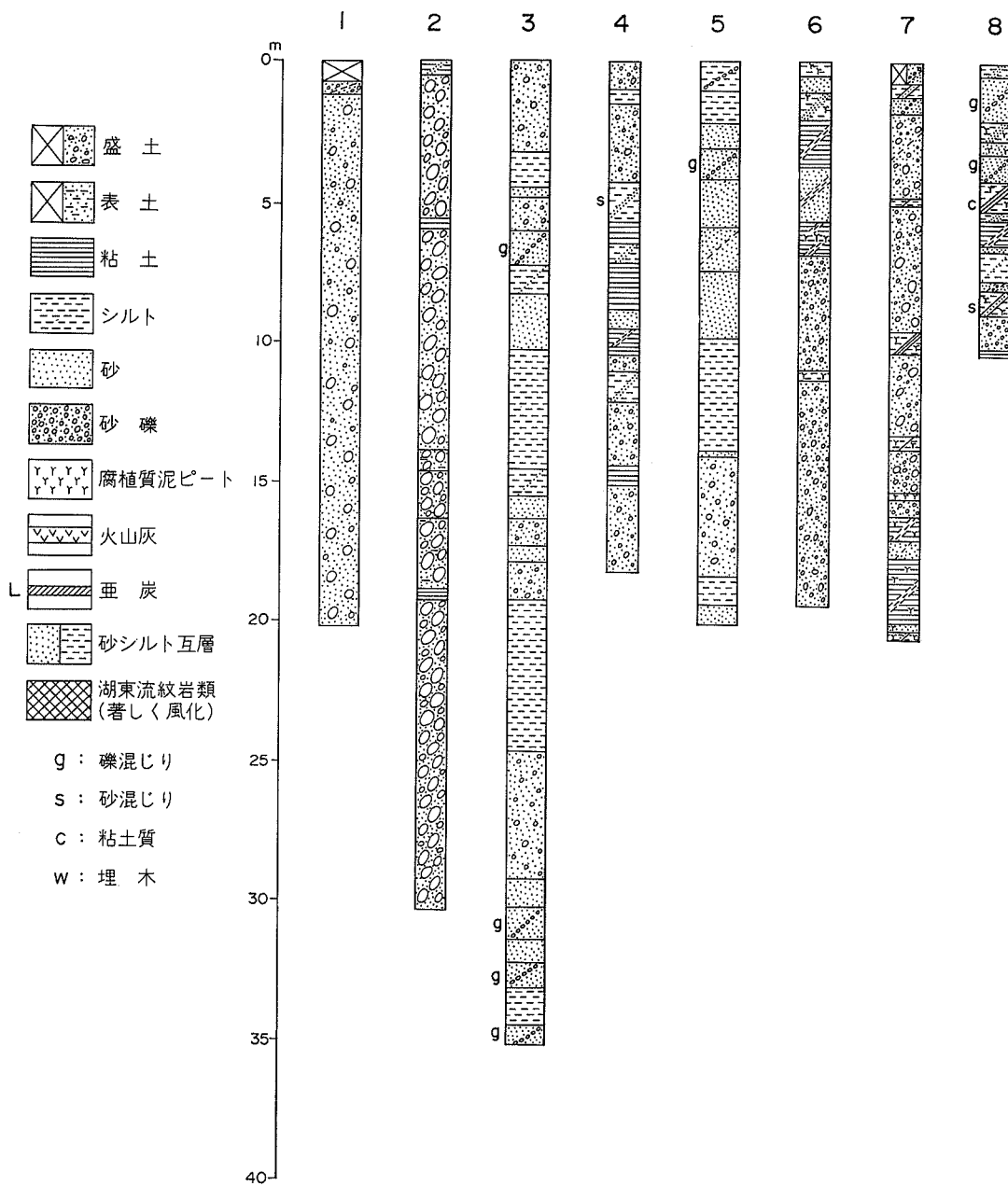
未区分古期礫層（滋賀県自然環境研究会，1979；西川ほか，1979）は鈴鹿山脈の高い所やその西麓地



第31図 a 高島低地のボーリング地点図 番号は第31図 b のボーリング番号を示す

域、また饗庭野・泰山寺野に分布する。中・古生層の大礫、花崗岩や湖東流紋岩類の巨一大礫を含む礫岩・砂岩・シルト岩である。かなり固結し、地表近くでは風化してチャート礫の他は“クサリ礫”になっている。時代は未詳であるが、海成中新統より新しく、古琵琶湖層群よりは古いとされている。鈴鹿山脈や琵琶湖の形成前の時代の河谷の堆積物と言える。各地に点在しているこの礫層が同時期のものと一括してよいかどうかとも問題である。湖南の関ノ津峠より南の大福礫層は、飯田（1980）により古琵琶湖層群下部の信楽礫層や伊賀累層の上部礫層に連なることが明らかにされた。未区分古期礫層は伊賀・信楽一甲賀に初期の古琵琶湖ができた時（ $3.5 \pm \text{Ma}$ ）の北方山地からの河谷礫である可能性がある。しかし奈良北東のソノハ礫層は、これらの礫層と同様“湖東流紋岩類”や花崗岩の巨一大礫を含むが、地獄谷凝灰岩（室生火砕流、 15.5Ma ）にのり、三笠安山岩（ 13Ma ）に覆われる（飯田，1980）。このように未区分古期礫層には、中新世後期から鮮新世中葉にわたる時代の各時期のものが含まれることが考えられる。特に饗庭野台地の傍示ヶ谷層（第30図）は厚さ100mに達する大礫—巨礫層で、台地東縁には直径1mを越す湖東流紋岩礫が含まれ、その東の現琵琶湖地域が急峻な高い山地であったことを物語っている。

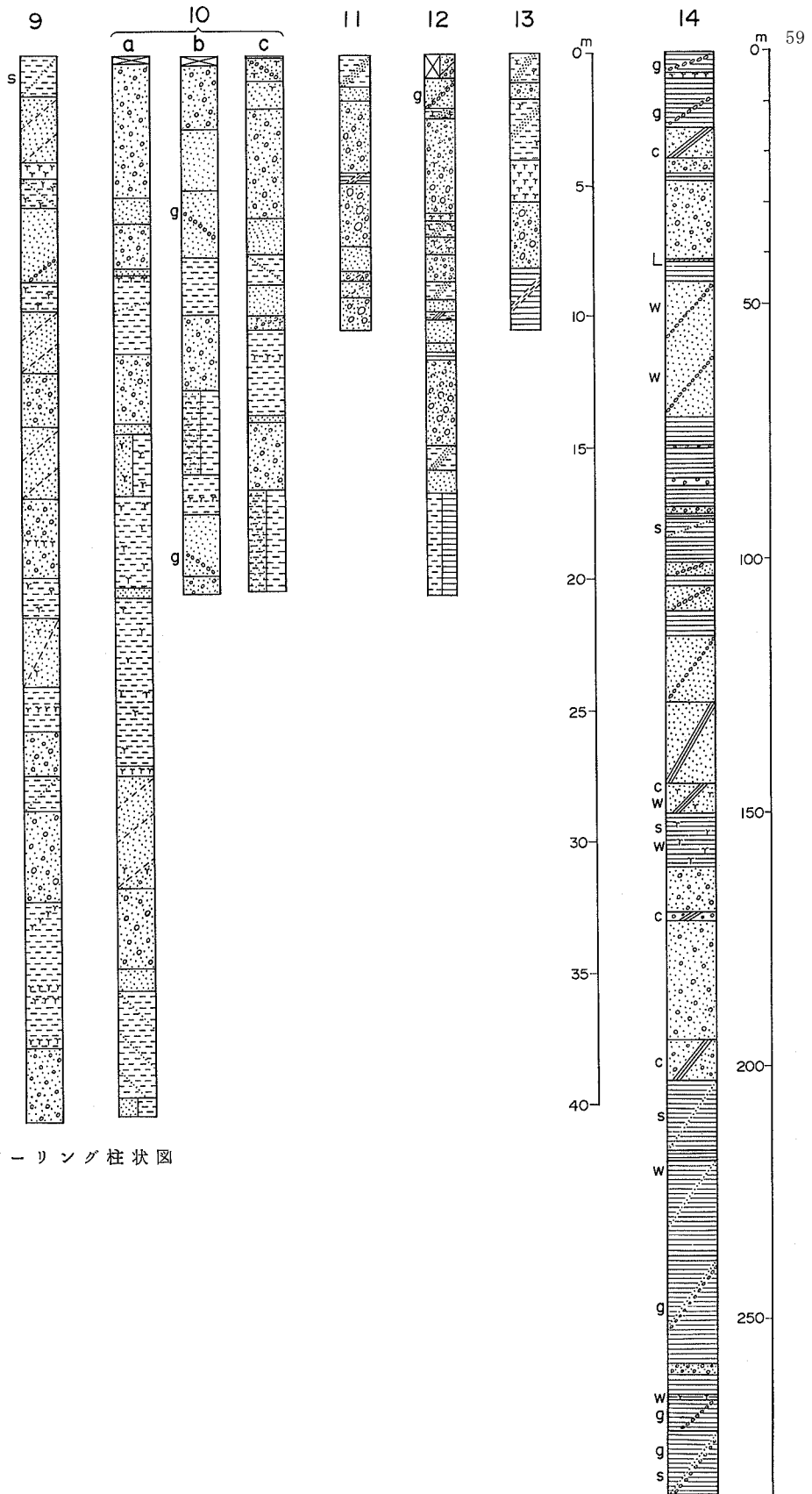
古琵琶湖層群はTAKAYA（1963）によってその全貌が示されて以来多くの研究がある。YOKOYAMA（1969）、横山ほか（1979）により、より詳しく全体の記載がなされている。その層序・年代は第11表、第12表、第33図並びに第34図に、また地質略図は第35図に示される。



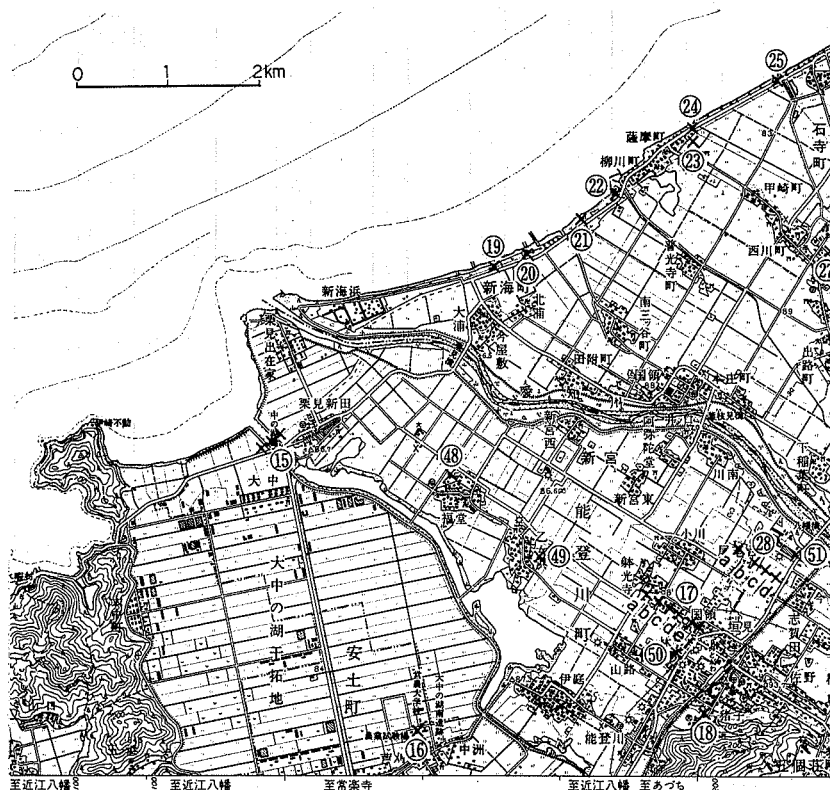
第31図 b 高島低地の

古琵琶湖は鮮新世の初め(5-Ma)に伊賀盆地の沈降に始まり、次第に北へ沈降盆を移動していった。湖東の古琵琶湖は更新世の初め(1.5Ma)に消滅したが、湖南に沈降盆が残り、次いで現琵琶湖と湖西を含む広大な沈降盆ができ、更新世中期に湖西の隆起、現琵琶湖の沈降があった。

本地域の地下に伏在すると予測される古琵琶湖層群は、湖東平野に関しては、蒲生累層・八日市累層



ボーリング柱状図



第32図 a 湖東平野のボーリング地点図 番号は第32図 c-f のボーリング番号を示す。

であり、西側の高島低地から琵琶湖湖底にかけては、高島累層・堅田累層である。前者はより上位の地層の存在が問題となり、後者はより下位の地層の存否が問題であろう。以下にそれらの地層について、概略を記載する。

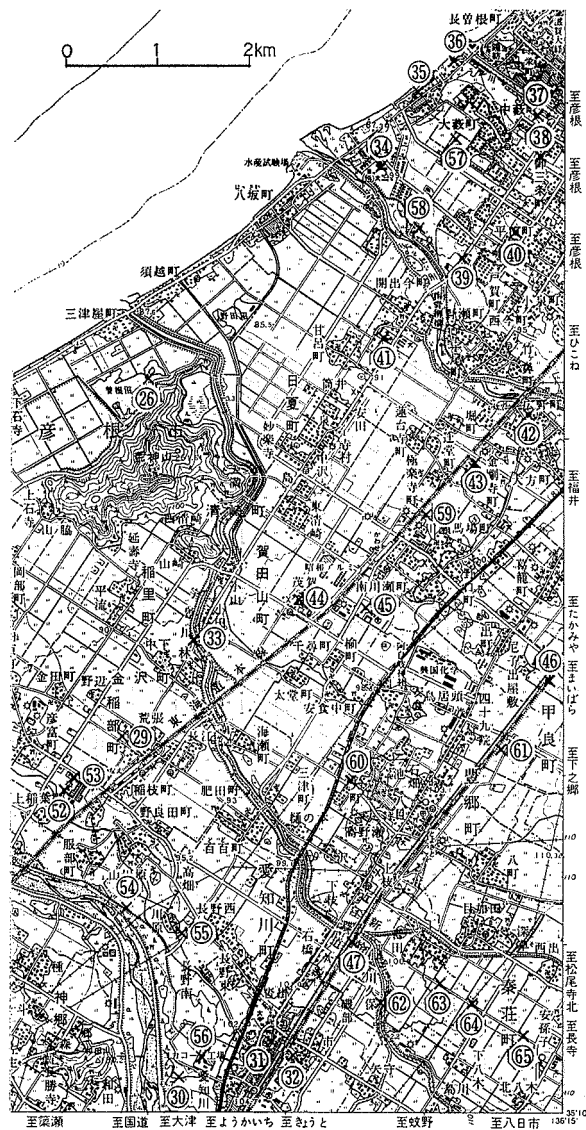
湖東の古琵琶湖層群

湖東の古琵琶湖層群の上部は横山ほか (1979) により第36図のようにまとめられている。

蒲生累層 (横山ほか, 1968) は水口丘陵 (第2図) ^{みなくち} で、下位から布引山互層・日野粘土層・春日互層に3大別される。本地域により近い、日野北方丘陵では下位から佐久良互層・日野粘土層・日野互層に3大別される。そして約10層の火山灰層が両地域の蒲生累層の対比の鍵となっている。

布引山互層 (IKEBE, 1934) は布引山丘陵を模式地とし、下位の佐山累層小佐治粘土層の上の。主に中一粗粒砂からなり、粘土層を挟む砂優勢の砂・粘土互層である。砂層は一般に10-20mの厚さ、粘土層は5-10mの厚さで、総層厚は180mを越す。北の日野北方丘陵の佐久良互層 (厚さ80m) に連なると考えられる。

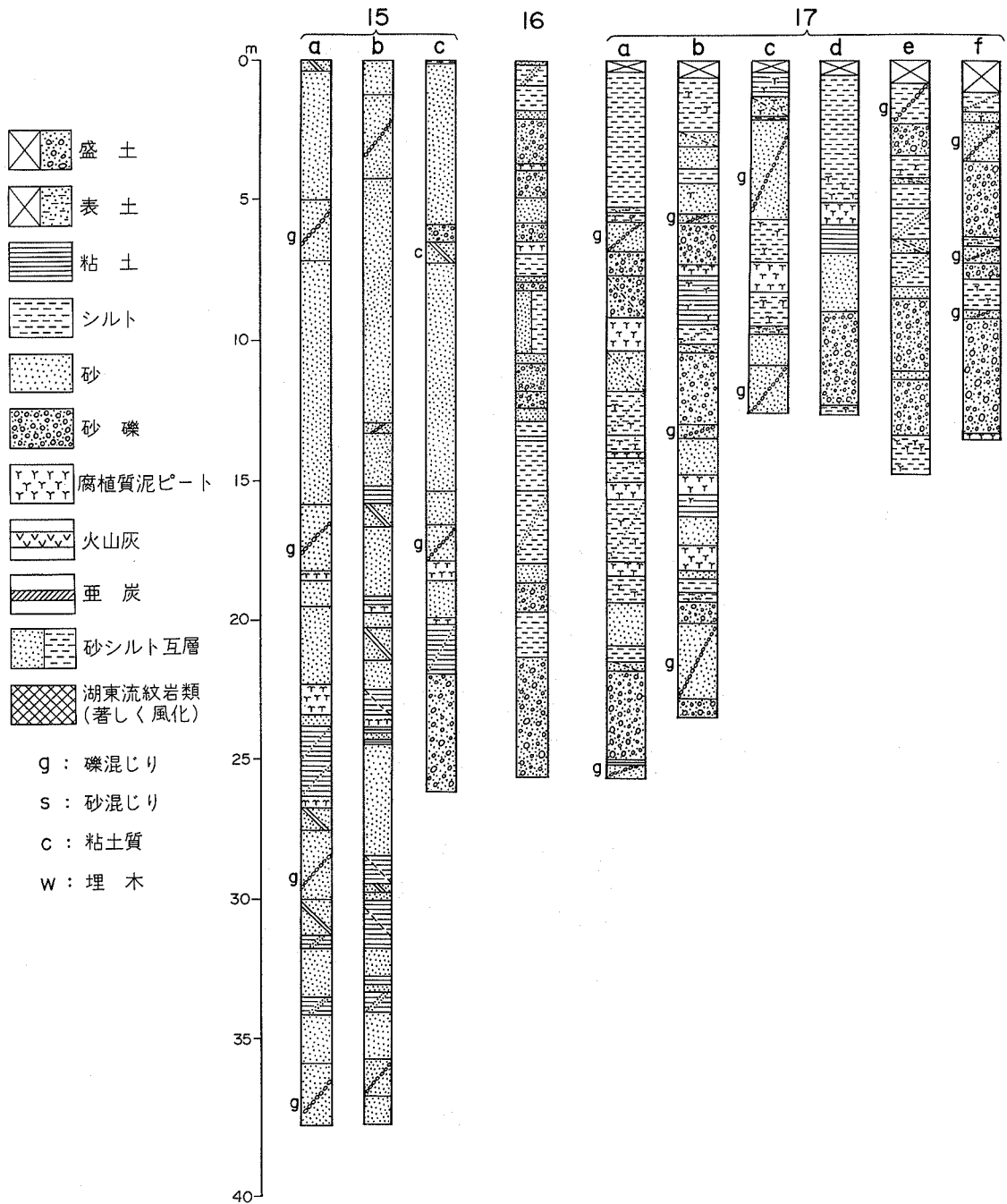
^{かいらがけ} 鎌掛団研 (1972) によれば、本互層には6層の火山灰が挟まれている。いずれも角閃石と斜方輝石、



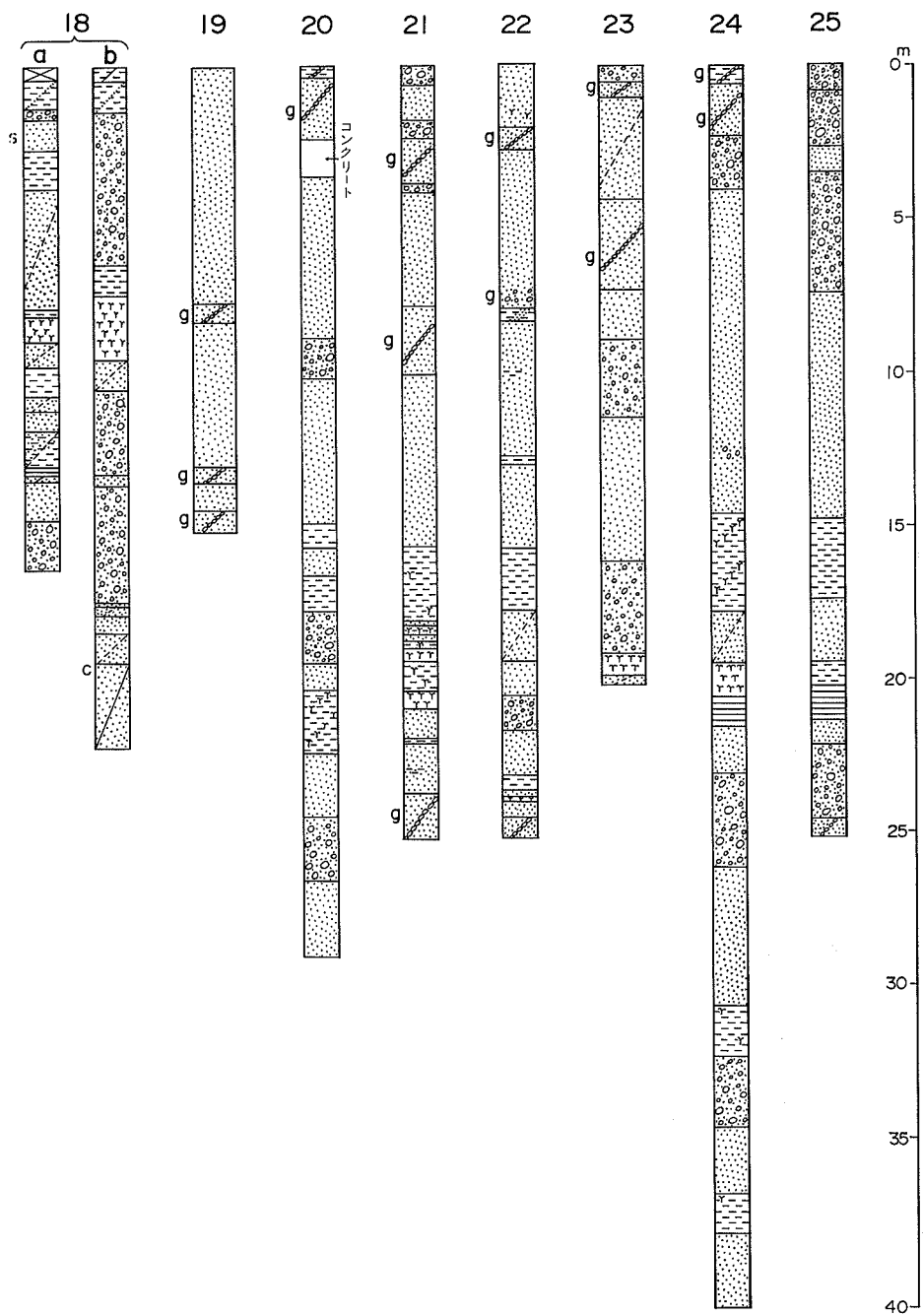
第32図 b 湖東平野のボーリング地点図

あるいはそのどちらかが多く含まれるガラス質火山灰層で、厚さ20-30cmのものが多く、そのうち鎌掛火山灰層は1mを越す厚さを持ち、特に虫生野火山灰層は虫生野で9mの厚さに達する軽石質火山灰層である。

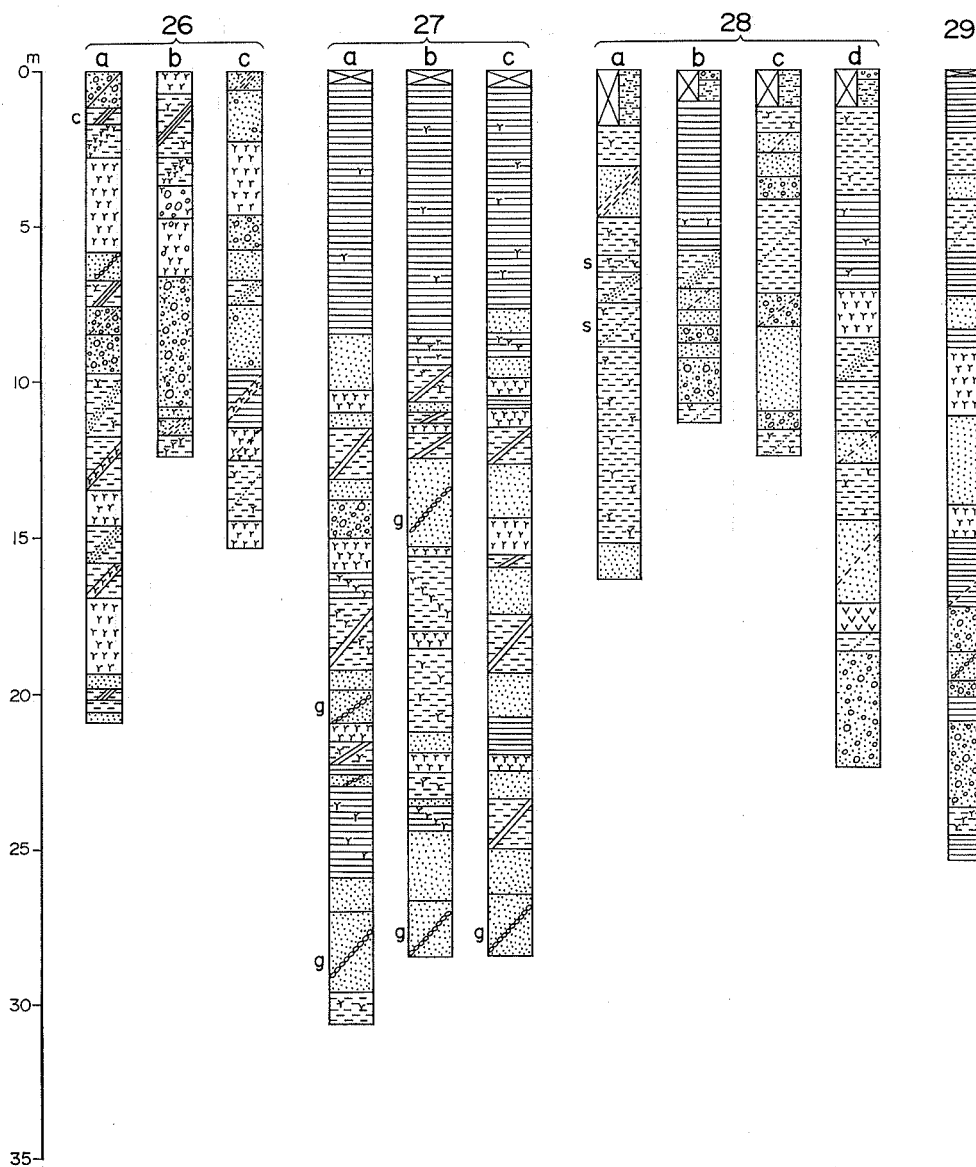
日野粘土層（田村ほか, 1977）は県道水口一日野線沿いを模式地とし、総厚140-190mで、粘土層優勢の粘土・砂互層である。中部に砂層優勢の砂・泥互層の部分があり、下位から中畑粘土層・別所砂層・陽気ヶ丘粘土層に区分される。日野北方丘陵では140mの厚さの粘土優勢な粘土・砂互層である。水口丘陵で12層、日野北方で9層の火山灰層が挟まれる。日野Ⅰ・Ⅱ、小野Ⅰ-Ⅲ、陽気ヶ丘、紫、原などの火山灰が両丘陵を対比するよい鍵層となっている。



第32図 c 湖東平野の



ボーリング柱状図

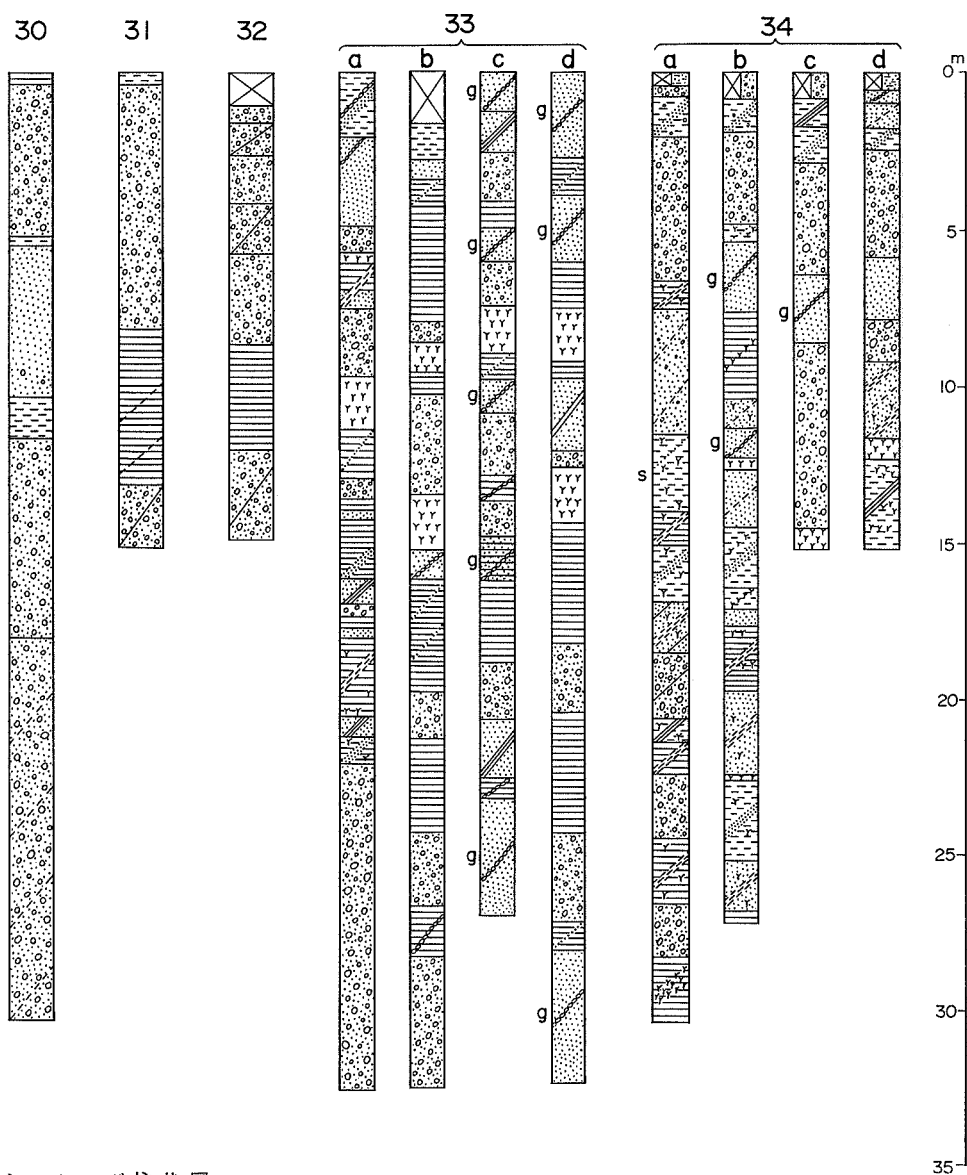


第32図 d 湖東平野の

春日互層（田村ほか，1977）は水口北方の春日地域にあり，砂礫・粗粒砂を主とし，粘土層をわずかに挟む。約100mの厚さがあり，上位ほど礫層が多くなる。池ノ脇・北脇火山灰層を挟む。

日野互層（横山ほか，1979）は布引山丘陵を模式地とし，厚さ約120mの砂礫・粘土の互層である。下位から中在寺砂粘土互層（厚さ60m），蓮華寺化石林層（4m），瓜生津峠砂礫層（50-70m）に分けられる。6層の火山灰層を挟む。東部の基盤近くでは礫がちになり，和南礫層（50m）と呼ばれる。

中在寺砂粘土互層は礫を含む砂層の卓越した砂泥互層であり，池ノ脇火山灰層など4層の火山灰層を下部に挟む。池ノ脇火山灰層は厚さ20-80cmで，暗緑—紫青色を呈して硬く，径2mm程度の斑点で

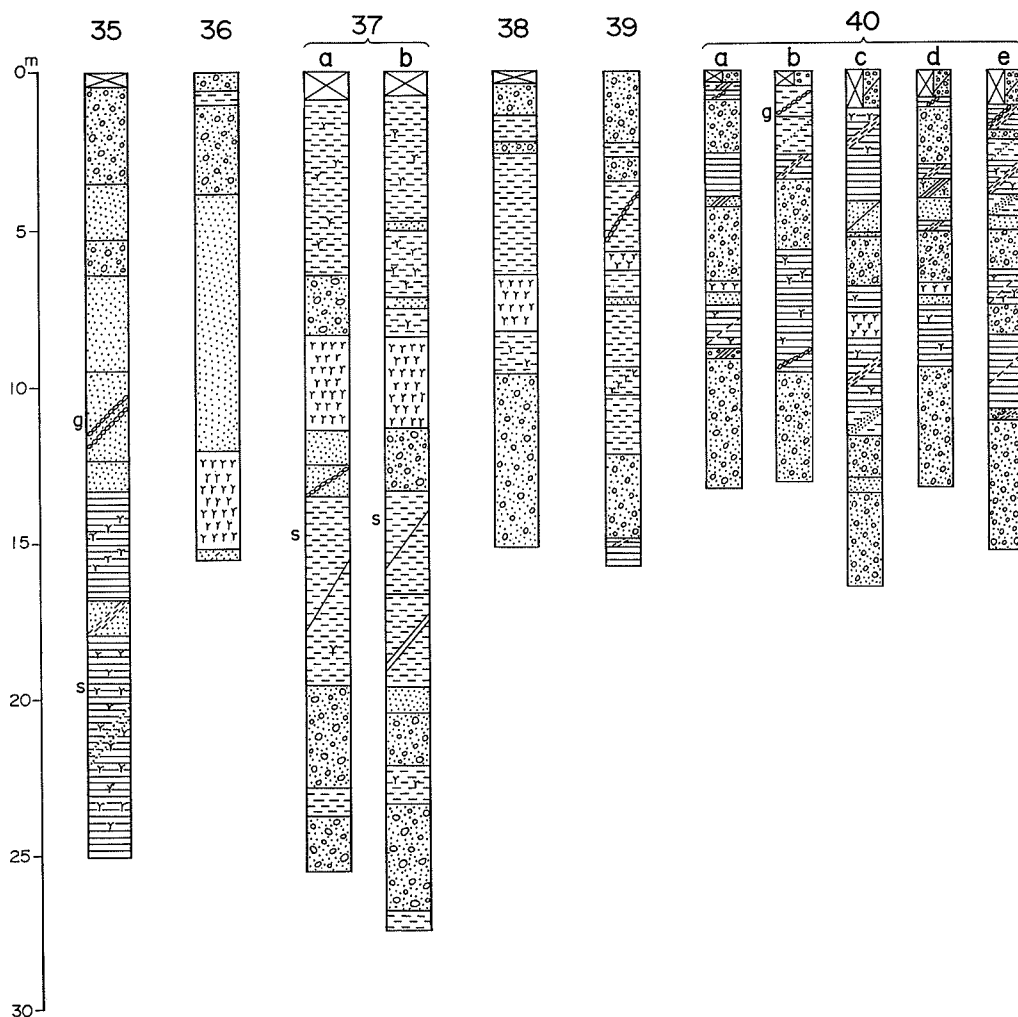


ボーリング柱状図

特徴づけられて、よい鍵層となる。

蓮華寺化石林層は中火山灰層直上の厚さ約4mの粘土層である。蓮華寺の佐久良川川床では見事な化石林が見られ、*Metasequoia* の毬果^{なか}など多くの植物化石を産する。中火山灰層は厚さ35-45cmのガラス質火山灰である。

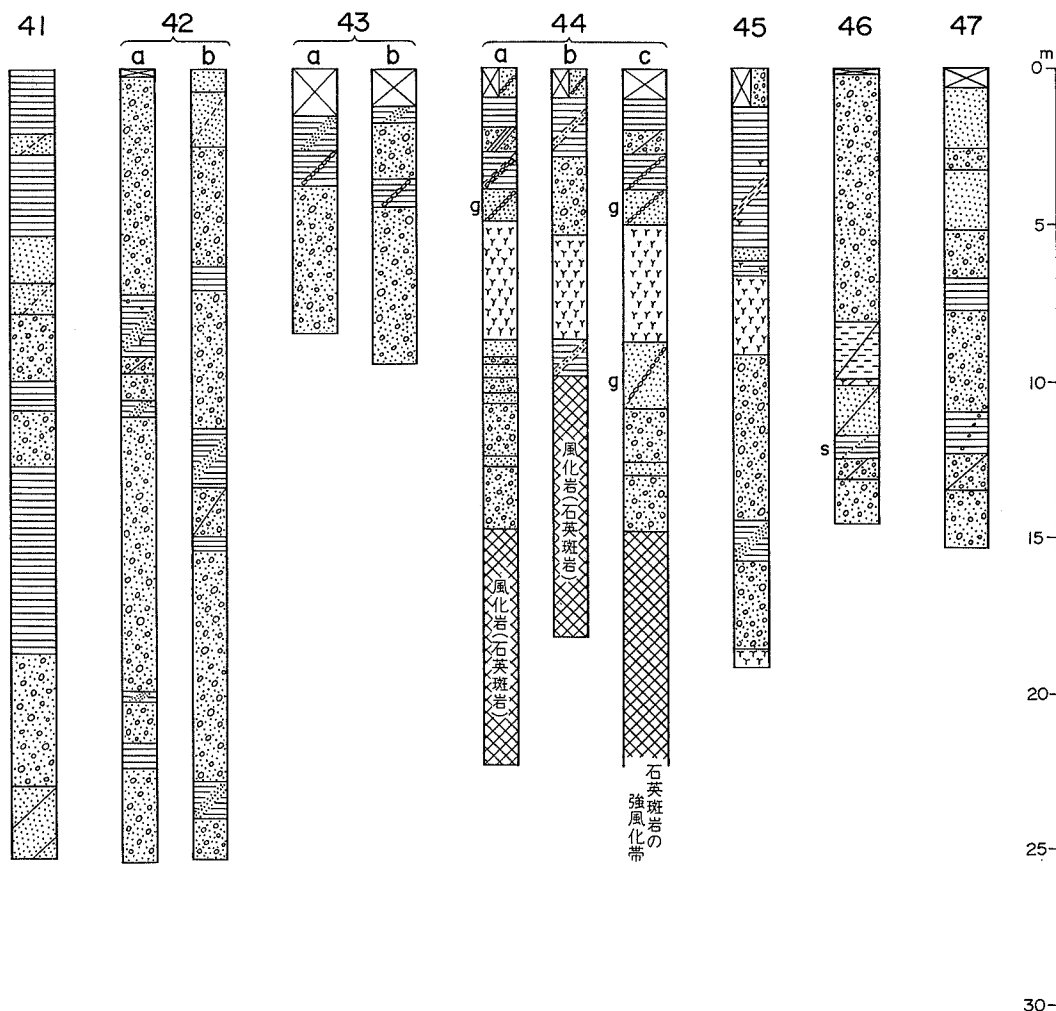
瓜生津峠砂礫層は砂礫を主とする砂・礫・粘土の互層で、北脇火山灰層を挟む。この火山灰は通常1-2mの厚さであるが、5mに達するところもある。上下2層に分けられ、下部は灰白色火山灰で、重鉱物の多いアズキ色をした部分が不規則に入る。上部は灰白色粗粒のガラス質で、軽石小片を含みよく



第32図 e 湖東平野の

連続する。

八日市累層^{いし} (YOKOYAMA, 1969) は八日市瓜生津峠付近を模式地とし、湖東の古琵琶湖層群最上部の礫層である。チャートの円礫を主とした中・古生層の中礫・大礫よりなり、厚さ約50mであるが、八日市や竜王町の地下では100mに達する。砂・シルト層を挟むが、一般に上位ほど礫が大きく、マトリクスが少なくなり、淘汰も悪い。湖東の古琵琶湖の消滅を示す沖積平原をつくった礫といえるが、湖南・湖西にはこれより上の古琵琶湖層群があり、これを中部礫層(石田・横山, 1969)と呼んで堆積盆変遷の最も顕著な事件を示すマーカーと考えている。またチャート礫を主とすることから、基盤山地から直接供給された河床礫でなく、古期礫層からもたらされた二次堆積物(再食礫)と考えられる。すなわち花崗岩や湖東流紋岩類の礫は風化して砂・粘土となり、中・古生層の砂岩・粘板岩・塩基性岩礫も多くは風化し、チャート礫が一部こわされて小さくなり集積したと推察される。

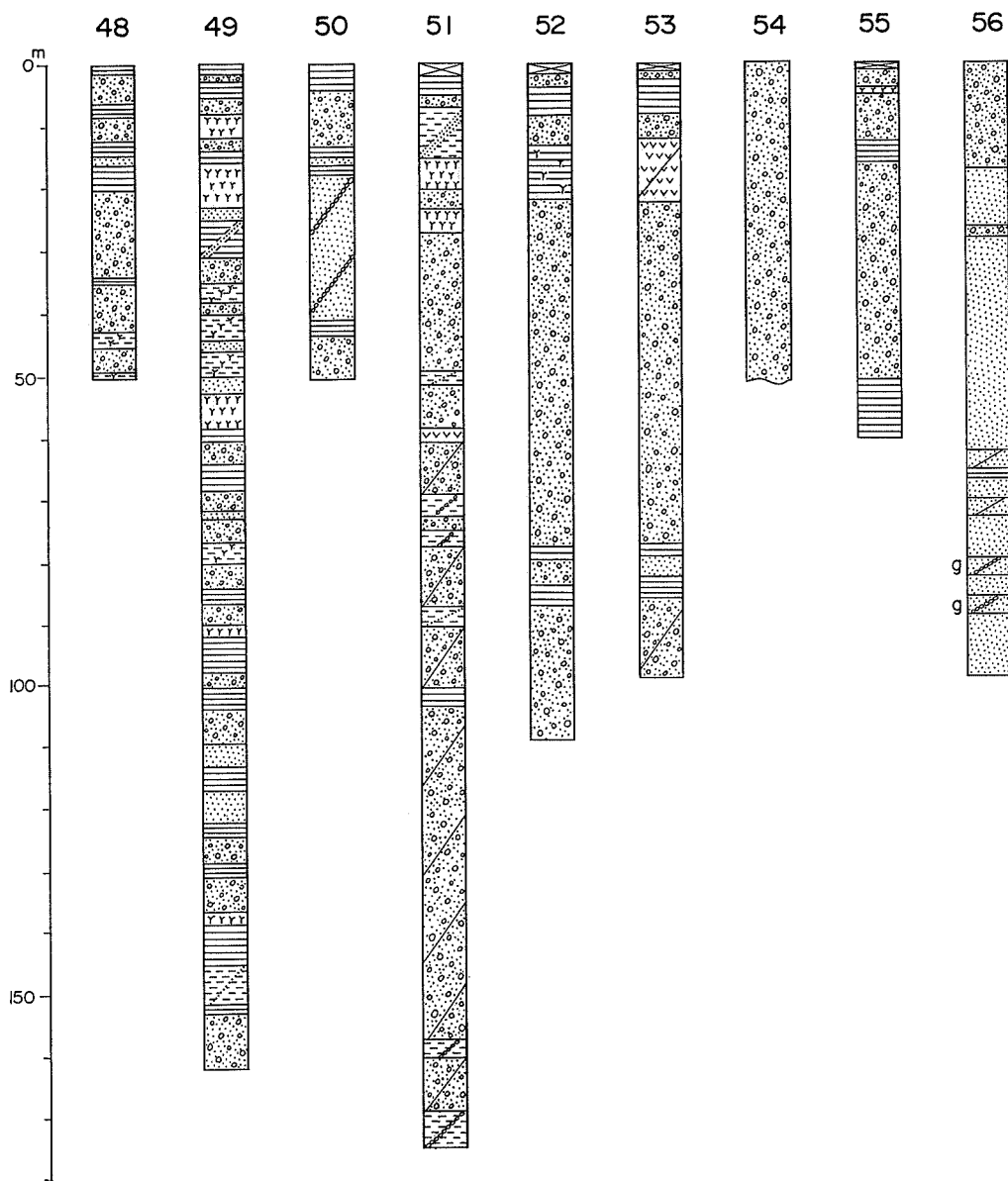


ボーリング柱状図

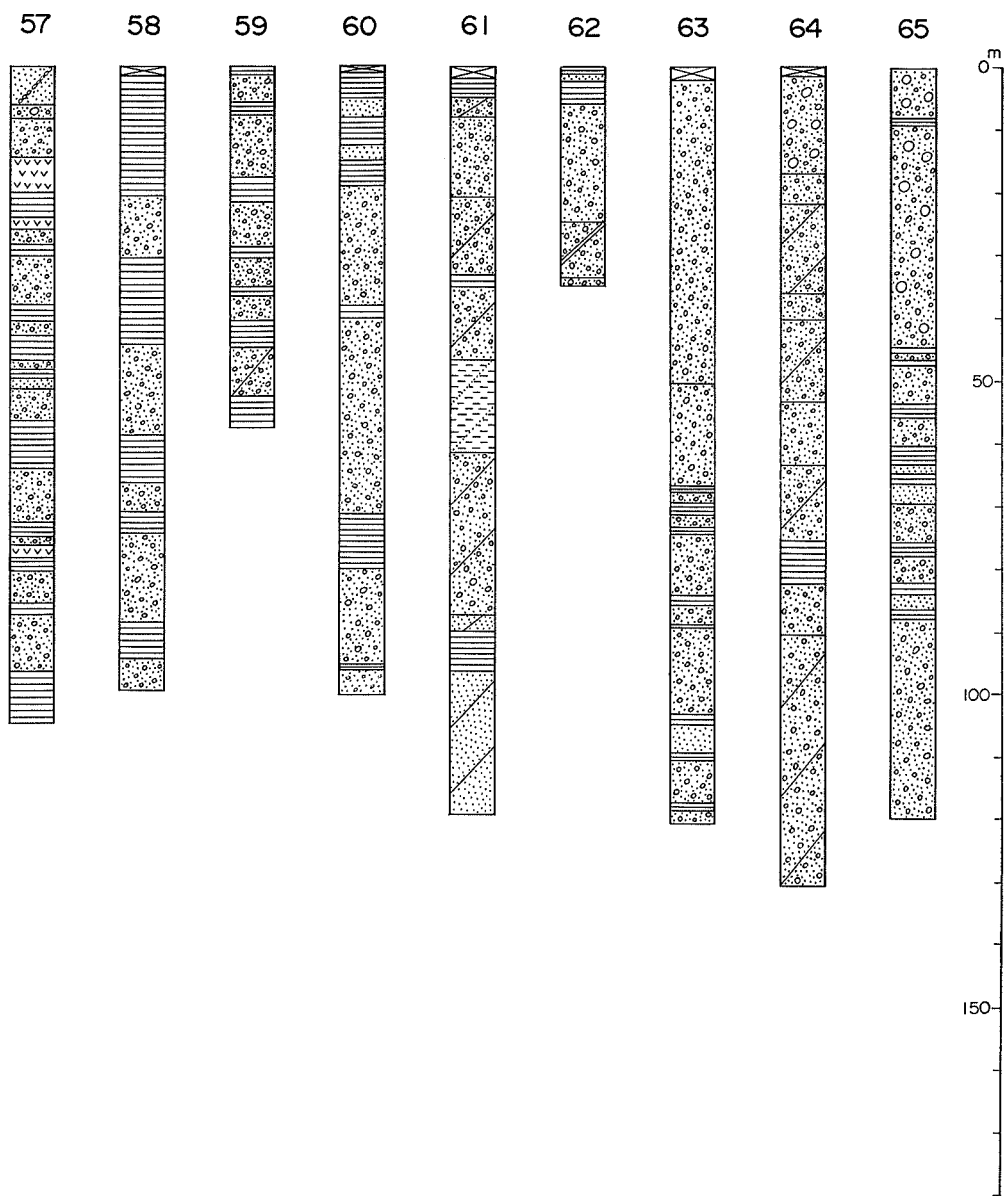
古琵琶湖層群の火山灰層の古地磁気極性並びにフィシントラック年代は、第29図に大阪層群・東海層群のそれらとともに示される。

水口北方の丘陵は古琵琶湖団研(1977)によっても研究され、下位から^{はざま}迫粘土層(80m以上)、清田互層(約100m)、陽気ヶ丘粘土層(約35m)、豊田互層(約80m)、蒲生堂礫層(約90m以上)に分けられている。オールドバイ事件(Oiduvai event)が豊田互層上部にあり、蒲生堂礫層下部に挟まれる蒲生堂火山灰層は、前述の北脇火山灰である。すなわち蒲生堂礫層は瓜生津峠砂礫層と八日市累層とを合わせたものに相当する。蒲生堂礫層上部に宮川火山灰が挟まれ、その上位から *Menyanthes trifoliata* が産している。

本地域東隣の「彦根東部」図幅地域内の鈴鹿山脈西麓、秦荘町や多賀などにも、砂礫層や亜炭・火山灰を挟む地層がある。下半部は約30mの厚さで、白色粗粒砂を主とし植物片を多く含む。上半部約



第32図 f 湖東平野の



深井戸柱状図

第11表 古琵琶湖層群序表 (横山ほか, 1979)

放射年代 (万年)	地層名	火山灰(フィッシュン・トラック年代)	古地磁気 編年	彦根西部図幅	現 琵琶 湖			古 琵琶 湖			
					湖北 (高島町)	湖西 (滋賀丘陵)	湖南 (瀬田・石山)	甲賀地域	その他		
0	高島累層	暁	逆 □	(高島累層)	高島累層 (150m)	龍華砂礫層(100m)					
100	堅田累層 (膳所累層)	上仰木 衣川 (46)	正 □	(堅田累層)		南庄粘土層(400m)					
		バイオタイト (70)									
	アズキ (87)	松			和迺砂層(100m)	膳所互層(120m)					
200	八日市累層		正 □	(八日市累層)			神領砂層(30m)	八日市累層(100m)	<多賀地域>		
	蒲生累層	北脇		山	(蒲生累層)			瀬田礫層 I (80m)	八日市累層(100m)	八日市累層(30m)	
		中									逆
紫 (210)	正 □	磁					日野粘土層(180m)				
300	佐山累層	小野 III (220)	正 □					日野粘土層(180m)			
		小野 II (235)								布引山互層(180m)	
	虫生野	佐山累層(100m)									<柘植・伊賀・ 鳥が原地域>
400	伊賀油日累層	小佐治	ガウス					伊賀・油日累層	伊賀砂礫層(50-100m)		
		相模 (290)								正	油日砂層(350m)
	馬杉 (310)	正								伊賀・油日累層	伊賀砂礫層(50-100m)
500	鳥が原累層	横山	?	(傍示ヶ谷累層)					鳥が原累層(70m)		
		奥田								?	

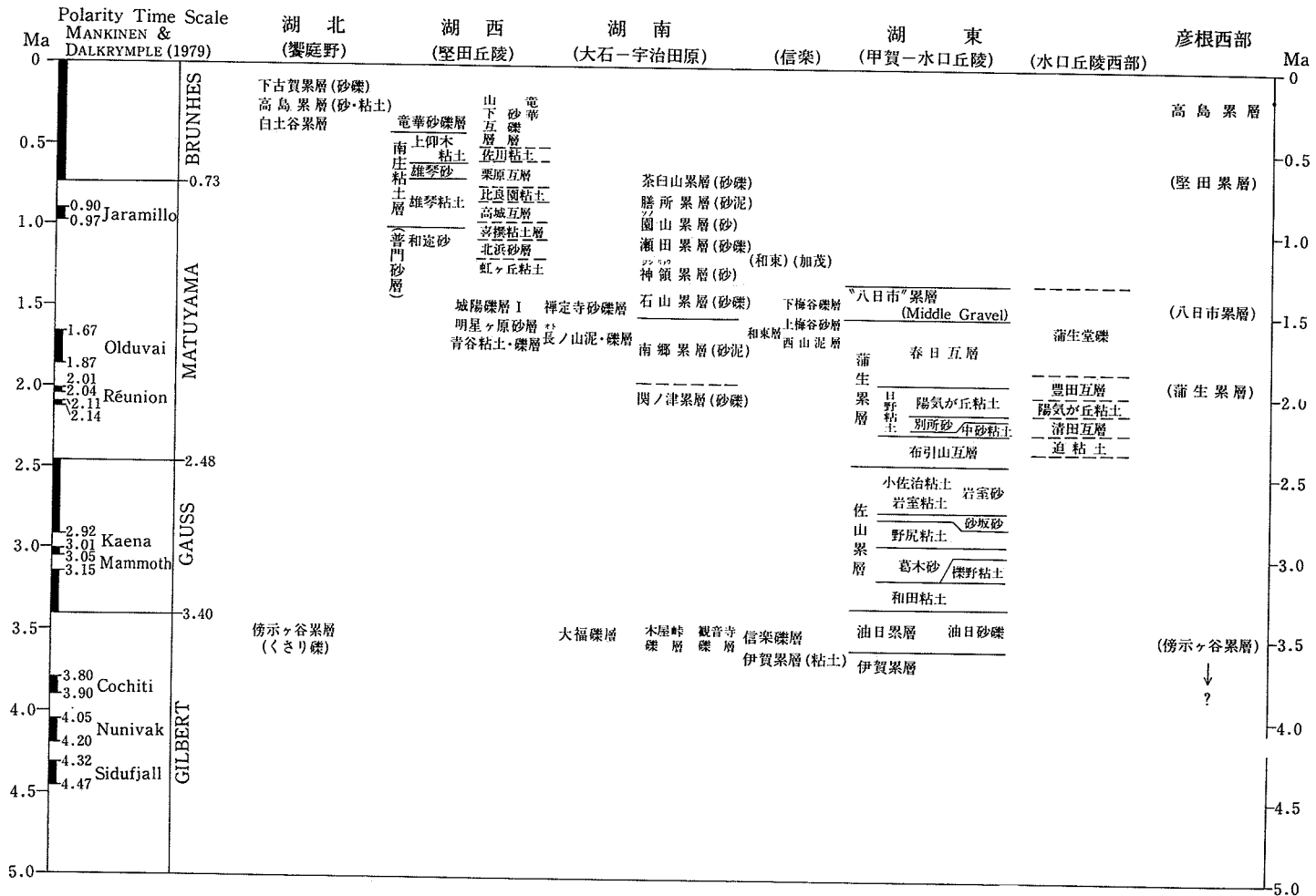
第12表 古琵琶湖層群の層序 (高谷, 1963; 横山, 1974)

年代 ×10 ⁴ 年	高谷 (1963)		横山 (1974)			
	累層 区分	火山灰層序 区分	累層区分 (層厚)	部層区分または岩質		
46 70	堅 用	B 11 上仰木タフ	堅田累層 (250m)	膳所砂・粘土 互層 瀨田第2礫層 神領砂層	(堅田丘陵) 竜華砂礫層 南庄粘土層 和邇砂層	湖 西
		B 10 大野タフ				
220	累 層	B 9	(八日市)累層 (50m)	瀨田第1礫層	(八日市)礫層	湖 東
		池ノ脇タフ B 8	蒲生累層 (350m)	南郷互層	桜谷砂・粘土層 日野粘土層 布引山砂礫層	
290 310	甲 賀 累 層	原タフ B 7	佐山累層 (350m)	小佐治一岩室粘土層 砂坂砂層 野尻粘土層 葛城砂層・櫟野粘土層 和田粘土層		
		小野タフ B 6				
	伊 賀 累 層	虫生野タフ B 5	伊賀一油日累層 (100m)	油日砂層 伊賀砂礫層		
		小佐治タフ B 4				
		法蔵院タフ B 3	島ガ原累層 (10+m)	炭質粘土 砂 砂礫, 粘土をはさむ		
		櫟野タフ B 2				
		湯舟タフ B 1				

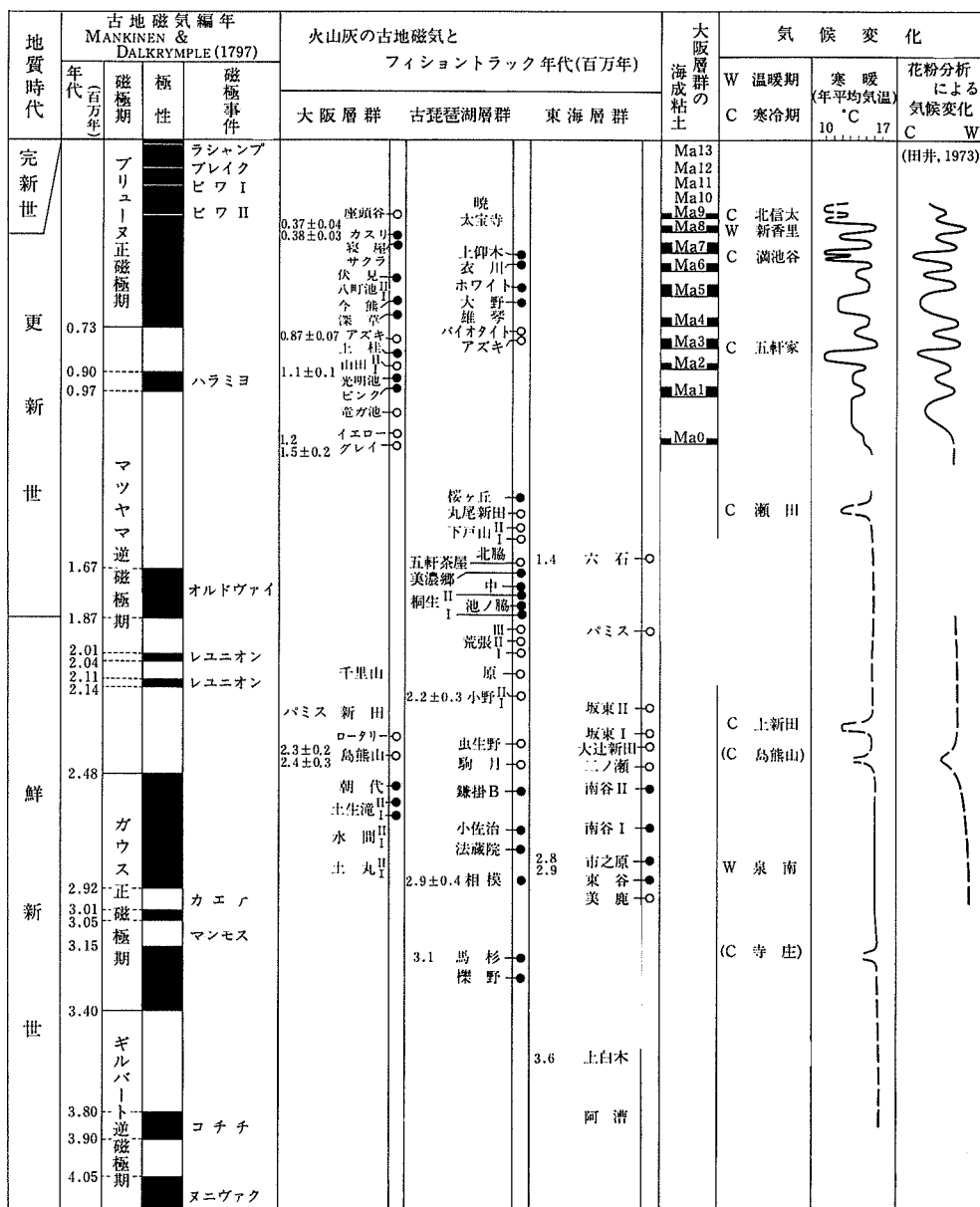
50mは大一中礫大の中・古生層起源の円礫ないし亜円礫で、マトリクスは少なく、褐色粗粒砂である。下半部の上部に厚さ20-50cmの火山灰層が挟まれ、TAKAYA (1963) は日野町の池ノ脇火山灰層に対比している。すなわち、ここには瓜生津峠砂礫層並びに八日市累層があり、西傾斜しているといえる。

湖南の古琵琶湖層群

湖東の古琵琶湖層群は八日市累層(中部礫層)が最上部であったが、湖南には中部礫層より上に地層が連続してのっている。湖東と湖南の境は、甲賀西部の花崗岩山地から北へ延びる、岩根山一鏡山の花崗岩山地である。



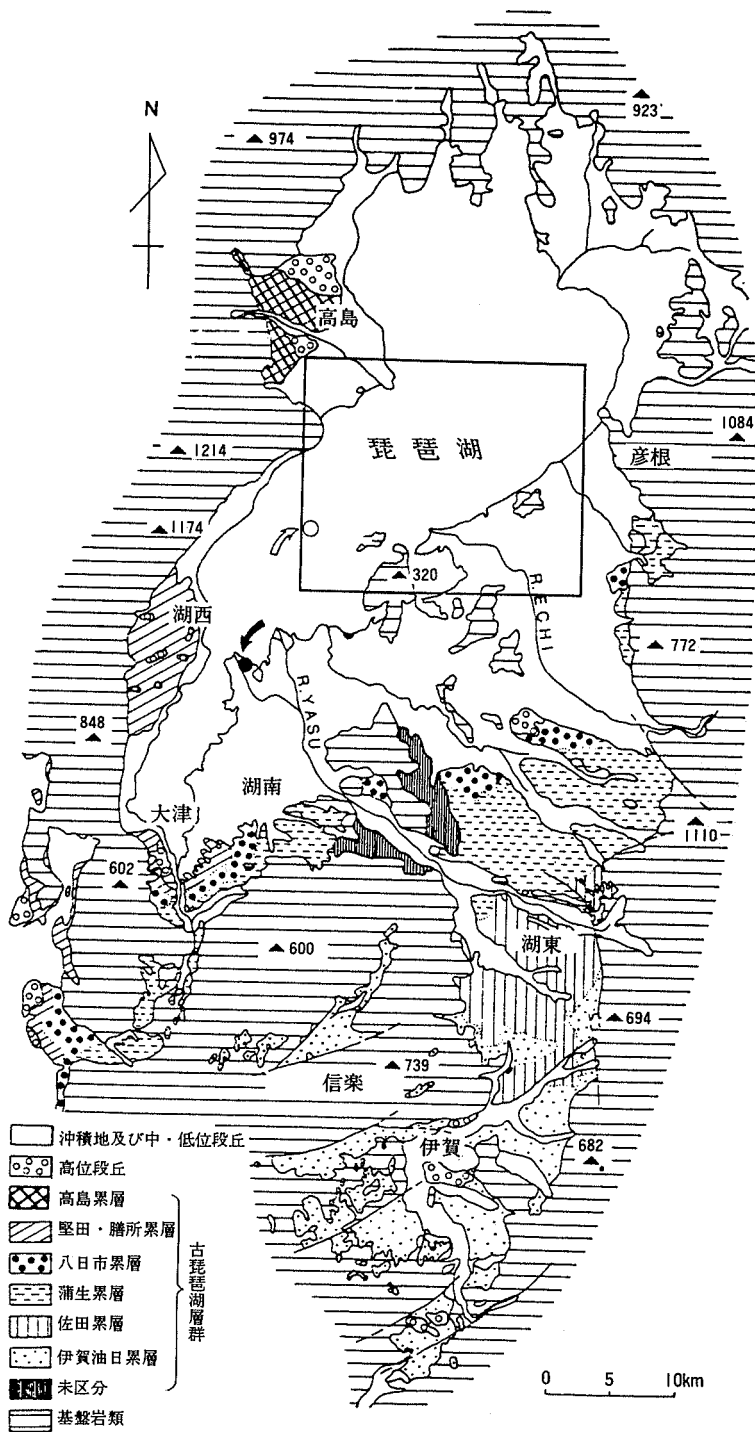
第33図 古琵琶湖層群の層序と年代 (石田, 1979)



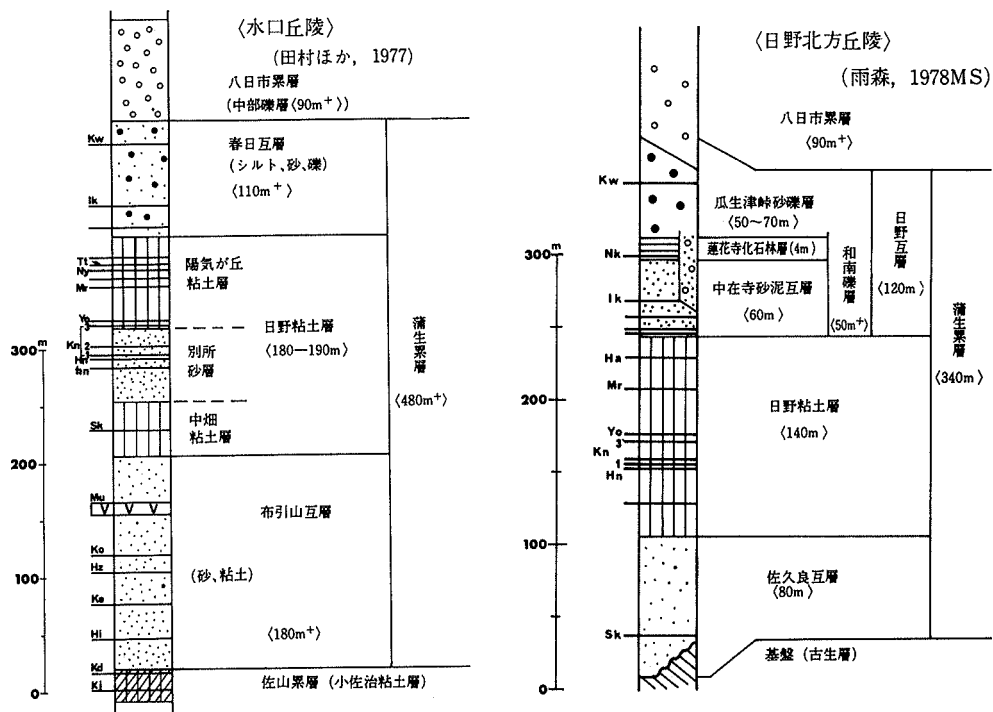
第34図 大阪層群・古琵琶湖層群・東海層群の火山灰の古地磁気編年と気候変化 (石田, 1976)

湖南の古琵琶湖層群の柱状図を第37図に示す。中部礫層は瀬田礫層 I と呼ばれ、その上に厚さ 160m に達する砂・礫、砂・粘土互層からなる、膳所累層がのる。最上部が堅田丘陵の堅田累層下部に相当すると推測されるが、確実なデータは得られていない。

古琵琶湖研グループ (1981) による、火山灰層序・古地磁気極性並びにミズガシワ産出層準などは第39図に収録されている。



第35図 琵琶湖周辺の第四系・古琵琶湖層群地質図 (横山, 1980)
 枠は本図幅地域を示す



第36図 湖東の古琵琶湖層群上部の総合柱状図 (横山ほか, 1979)

Kw: 北脇, Ik: 池ノ脇, Ha: 原, Tt: 豊田, Ny: 中山,
Mr: 紫, Yo: 陽氣が丘, Kn1-3: 小野1-3, Hn: 日野II,
hn: 日野I, Sk: 桜谷, Mn: 虫生野, Ko: 駒月, Hz: 迫,
Hi: 南比都佐, Kd: 上出, Ki: 小佐治の各火山灰

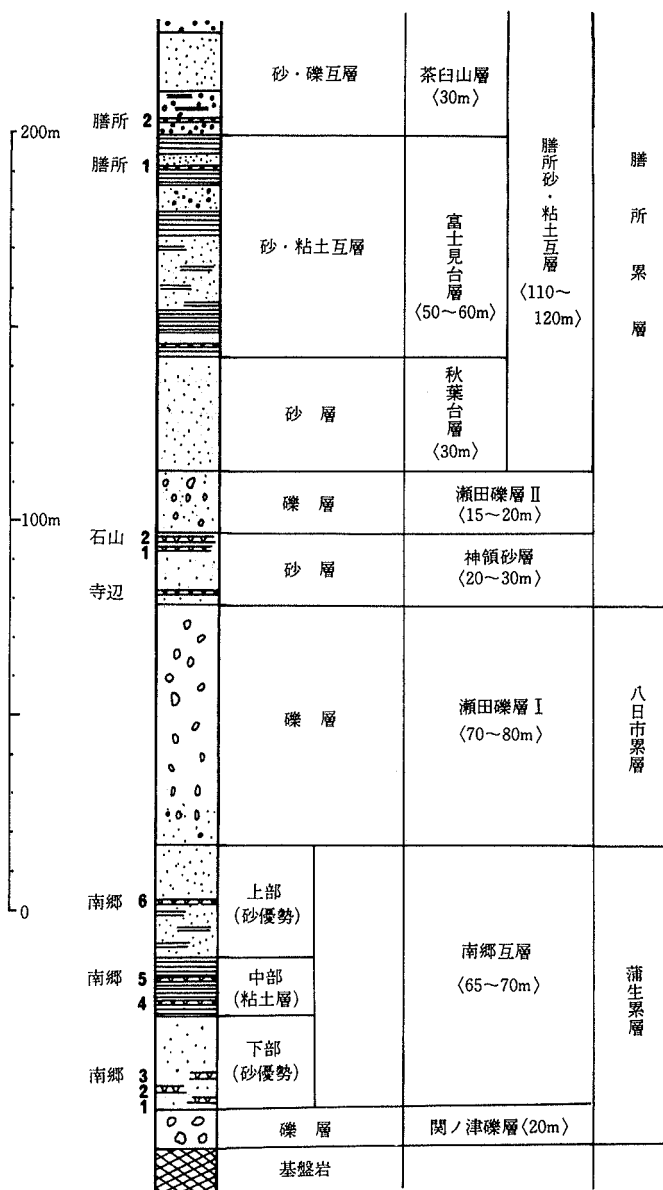
湖西の古琵琶湖層群

湖西の古琵琶湖層群は琵琶湖南湖の西岸の堅田丘陵 (志賀丘陵) の堅田累層と、饗庭野・泰山寺野台地の高島累層とである。後者については先に述べたように、高位段丘堆積物と考えられる。

堅田累層 (TAKAYA, 1963) は約500mの厚さの砂・粘土・砂礫層である。大阪層群の海成粘土層を挟む層準の湖成・河成堆積物であることが、アズキ火山灰層などの鍵層やシガゾウ・トウヨウゾウなどの化石、また古地磁気極性とフィッション・トラック年代などから確かめられている。池辺 (1933) 以来多くの研究があり、林 (1974) によって全体の層序が確立した (第38図, 第13表)。ここではYOKOYAMA (1975), 横山ほか (1979) により記述する。堅田累層は下位から和迺砂層・南庄粘土層・竜華砂礫層の3つに分けられる。総合柱状図は第39図に示される。

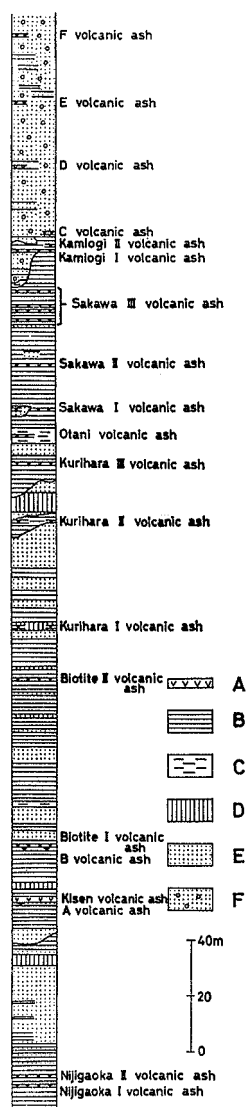
和迺砂層 (YOKOYAMA, 1969) は喜撰川下流域を模式地とし、粗粒一中粒砂からなり、粘土層を挟む。一般に砂層は5-10mの厚さ、粘土層は1-3mの厚さである。

南庄粘土層 (池辺, 1933) は南庄付近を模式地とし、約400mの厚さがある。これはまた下位から雄琴粘土層・雄琴砂層・上仰木粘土層に3分される。



第37図 湖南の古琵琶湖層群の総合柱状図(横山ほか, 1979)

雄琴粘土層は粘土優勢な砂・粘土互層である。一般に粘土層の厚さは2-10mで、砂層は50-20cmである。下部にアズキ火山灰層が挟まれる。雄琴砂層は砂優勢の砂・粘土互層である。砂層は3-10m程度、粘土は1-6m位の厚さである。砂礫も一部にある。上仰木粘土層は粘土優勢の粘土・砂互層である。粘土層は1層が10mに達するが、砂層は5m以下である。下部に2枚のみがき砂質火山灰層を挟み、上部に衣川・上仰木と呼ばれる2層の火山灰層が挟まれる。上仰木火山灰層直下からトウヨウゾウ (*Stegodon orientalis*) が産し、大阪層群の Ma6 付近の層準と考えられる。



第38図 堅田丘陵の古琵琶湖層群模式地質柱状図(林, 1974)

A 火山灰層, B 粘土層,
C シルト層, D 砂粘土互層,
E 砂層, F 砂礫層

竜華砂礫層(池辺, 1933)は竜華付近の丘陵尾根をつくる礫層で、傾斜した平坦面をなす。礫は大一中礫を主とする歪角礫である。これは高位段丘堆積物と考えられる。すなわち、饗庭野台地の高島累層が、ここでは砂礫層として現れているといえる。

高島累層については先に述べたが、饗庭野・泰山寺野台地には、高島累層の下位に傍示ヶ谷累層がある。

傍示ヶ谷累層(ISHIDA and NAKAGAWA, 1978)は饗庭野台地西北部の小傍示ヶ谷によく見られ、風化した褐色礫層である。約100mの厚さがあり、台地の後背地の丘陵の尾根をつくる。下部は大一中礫で、上部は巨礫を含む。中・古生層及び湖東流紋岩類の礫によりなり、未区分(新第三紀)古期礫層の一員とされている。

丘陵・台地を開析した河谷沿いには河岸段丘があり、饗庭野や泰山寺野では中位段丘群・低位段丘群が識別されている。段丘堆積物は饗庭野の南北で観察され、3-5mの厚さの大礫層である。

VI. 4. 2 湖底ボーリング

堀江正治は1965年と1967年に、本地域内の沖島と近江舞子間の水深70mの地点で、長さ6mと11.6mの湖底堆積物のコアを採取し、化学成分・粒度・花粉分析などの研究結果を報告した(堀江ほか, 1971)。湖底から0.8m深度が1,430 ± 95年BP, 4.5mが3,650 ± 105年, 11.5mが14,980 ± 460年という¹⁴C年代から、9.8mの深さに約1万年前の堆積面を推定している。

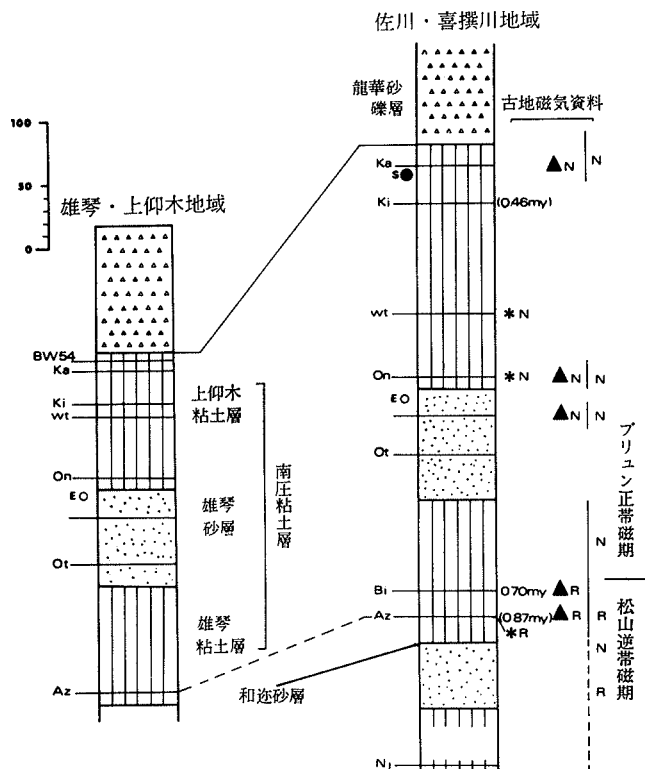
1971年、文部省科学研究費総合研究で、堀江は沖島と近江舞子間の水深65mの地点で、湖底下200mの長さのコアを採取した。この地点の緯度・経度は35° 13' N, 136° 01' Eである(川井ほか, 1978)。ボーリングは深さ50mまで打ち込み式で行われた(堀江談)。そのため連続コアが得られたといえよう。そのコアの古地磁気極性・粒度と圧密・化学組成・炭素同位体組成・花粉分析・珪藻ほかの微化石や火山灰などの研究が行われ、学士院記事、陸水学雑誌[34(2), 49-119; 1973]や総合研究報告[HORIE ed, Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, vol. 2 (1974)-vol. 9 (1982)]にその成果が発表されている⁷⁾。

1982年から1983年にかけて、京都大学理学部付属琵琶湖古環境実験施設により、上述の200mボーリング地点のすぐ近くでボーリングが行われ、1,422.5m掘削された。このボーリング地点決定のためにはマルチチャンネルサイスマチックプロファイラーによる湖底堆積物の調査が行われた。堆積物の厚さは約

7) 巻末「湖底ボーリングに関する文献」参照

第13表 堅田丘陵の古琵琶湖層群層序比較表 (林, 1974)

筆 者		池 辺 (1933)		TAKAYA (1963)			横 山 (1967, 1969, 1971) YOKOYAMA (1969), 石田・ 横山 (1969)				
部 層	層 相	火 山 灰 層	部層	層相	火山灰層	member	tuff	facies	部 層	層 相	火山灰層
山 下 互 層	龍 華 砂 礫 層	砂 (90 m±) 礫 (70 m±) 層	龍 華 砂 礫 層	砂 礫 層		B 11		gravels with few sands and silts (40m+, near the back-land) sands and silts with pebbles (20m+, along the lake-side) sands and silts (intermediate part)	龍 華 砂 礫 層	砂 (50 m±) 礫 層	
佐川粘土層	粘土卓越層 (40~60 m)	—F —E —D —C —上仰木 I・II —佐川 III —佐川 II —佐川 I —大谷 —栗原 II —栗原 I —栗原 I	南 庄 粘 土 層 (150 m±)	—Upper			—Kamiôgi	silts at Kitahama pebbles and gravels at Mukaizaiji (30 m±)	南 庄 粘 土 層	粘 土 優 勢 層 (50 m±)	—サクラ —八町池 —Biotite —アズキ —山 田
栗原互層	砂粘土互層 (70 m±)			—Lower		B 10	—Sakawa				
比良園粘土層	粘土卓越層 (35~40 m)	—バイオタイト II					—Oono		和 邇	砂 (100 m±) 泥 (50 m±)	—ピンク
高城互層	砂粘土互層 (35 m±)					B 9		silts and sands without any coarse materials (5~20 m)			
喜撰粘土層	粘土卓越層 (30~35 m)	—バイオタイト I —B —喜撰 —A					—Ikenowaki		砂 層		
北浜砂層	砂卓越層 (45~50 m)					B 8		silt- and clay-rich alternation with subordinate sands			
虹ヶ丘粘土層	粘土卓越層 (15 m±)	—虹ヶ丘 II —虹ヶ丘 I									



第39図 堅田丘陵の古琵琶湖層群(堅田泉層)総合柱状図(横山ほか, 1979)

(E ○シガゴブ, S ●東洋象の産出層準)

Ni: 虹が丘, Az: アズキ, Bi: バイオタイト, Ot: 雄琴, On: 大野, Wt: ホワイト, Ki: 衣川, Ka: 上仰木の各火山灰層(縮尺の単位はm)

900mで、採取コアに関する研究は実施中である⁸⁾。ここでは200mボーリングのデータを簡潔に記す。

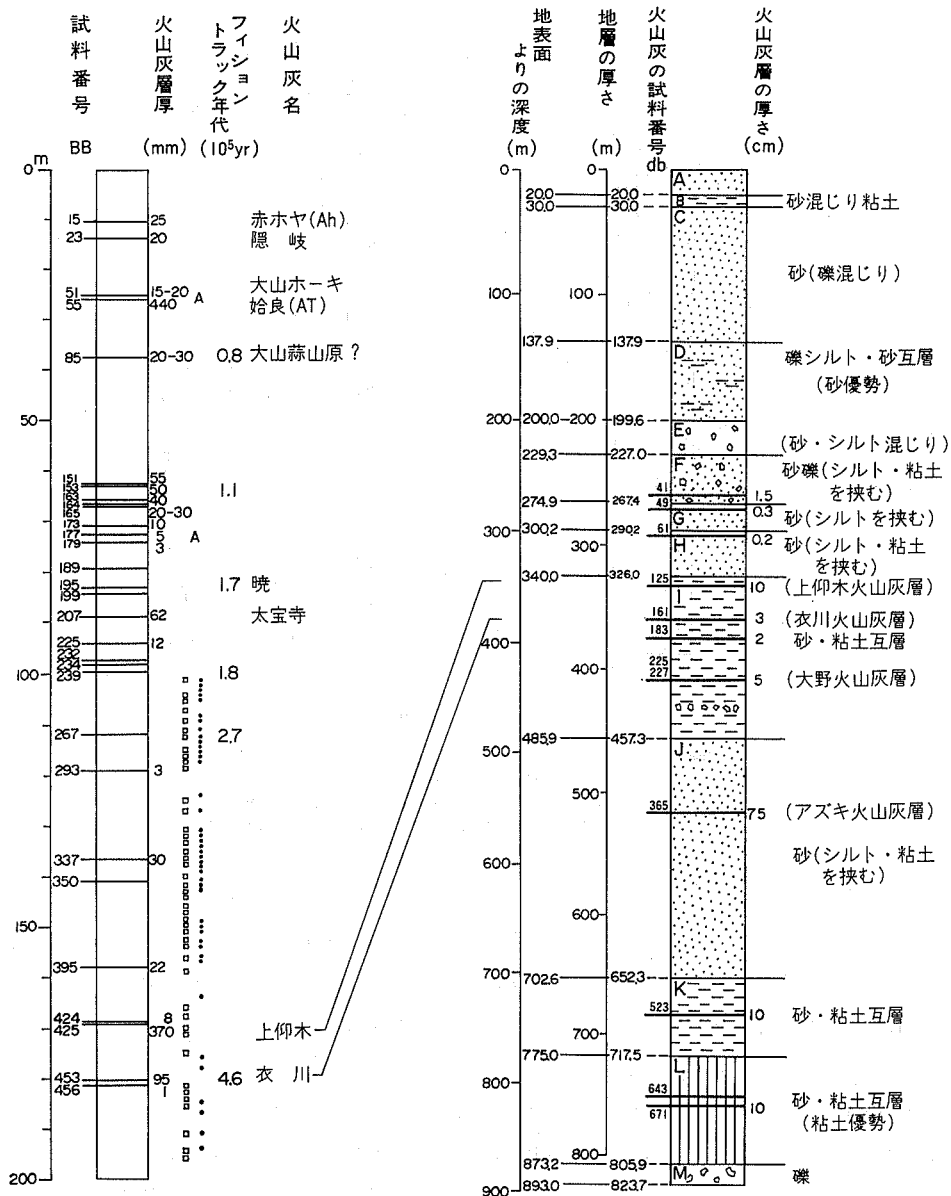
堆積物 200mのコアは29枚の火山灰薄層を挟み、すべて粘土であった。火山灰層のサンプル番号(B B-)、層厚、古地磁気極性、フィッション・トラック年代、陸上で知られている火山灰層との同定・対比などを柱状に示す(第40図)。

YOSHIKAWA (1981) は200mボーリングの火山灰層の上半分のものを調べ、ガラスの屈折率が、BB-152以下と上とで異なることを示した。BB-152以下はガラスの屈折率が1.51-1.52の間のものがほとんどであり、上のは1.50程度である。ただしBB-15は1.505-1.51であり、BB-23は約1.51、BB-85は1.53付近である。

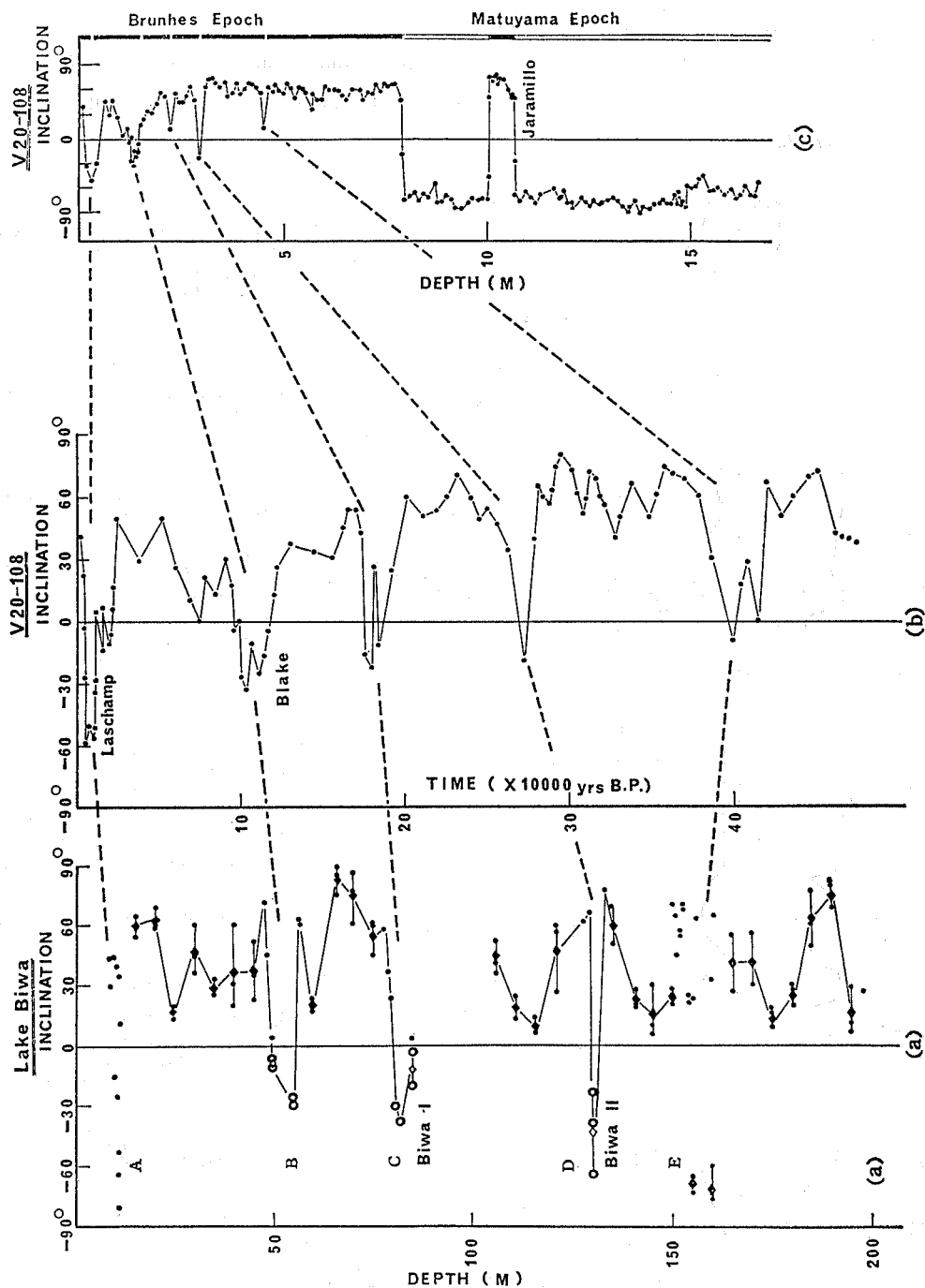
また参考のため琵琶湖大橋東の旧野州川南流河口近くの右岸(第17図B-1地点)で掘削された1,000mボーリング(総合研究、代表川井直人)の柱状図を示す(第40図)。掘削深度893mで掘り止められたが、角礫層であり、すぐ下に基盤との不整合があると推定されている。

古地磁気測定 2cm角の連続したサンプルで古地磁気測定が行われ、第41図に示すような伏角デー

8) VI. 4. 8 琵琶湖湖底地下地費に関する議論 (p.100) 参照。

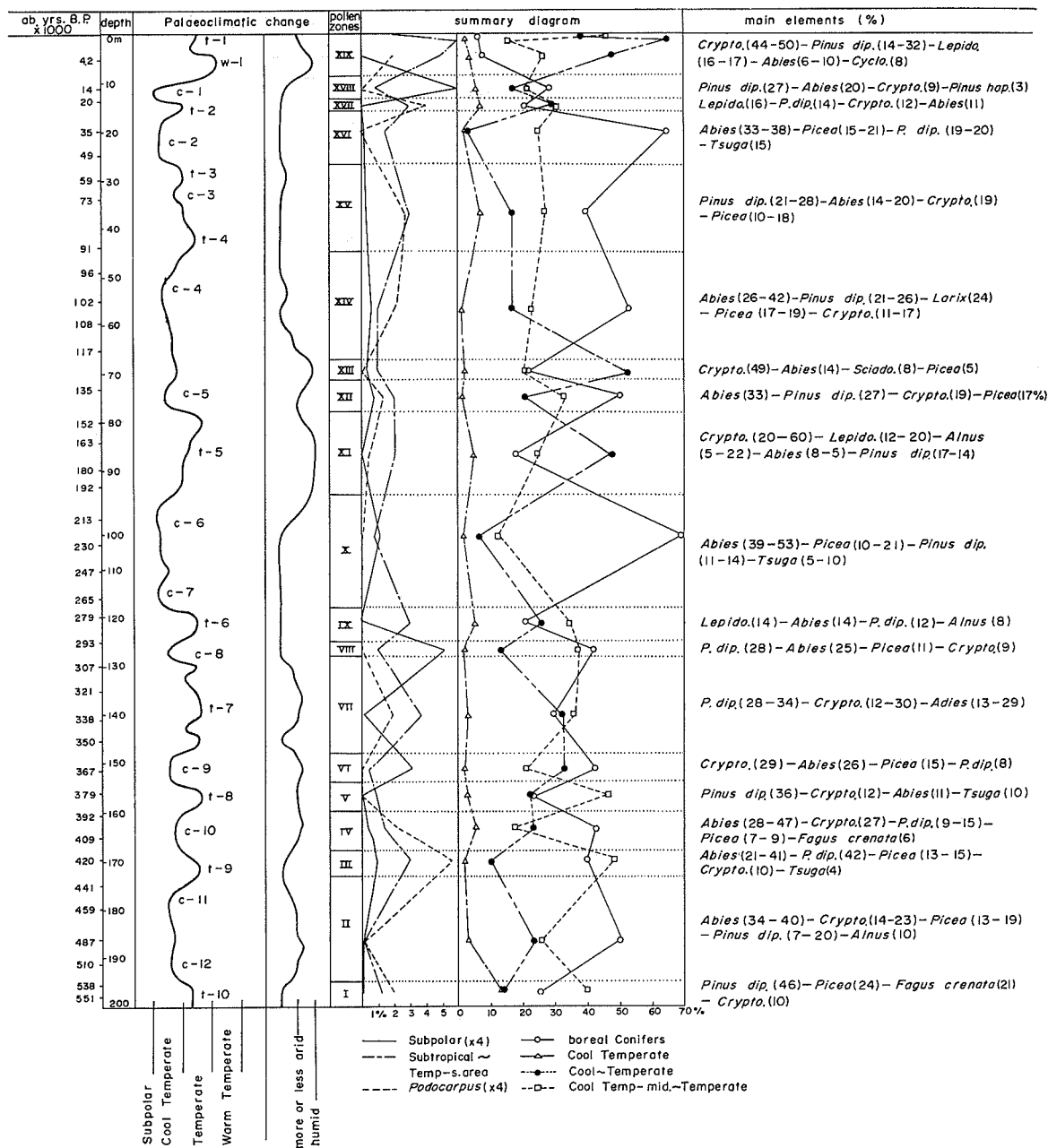


第40図 琵琶湖底200mボーリングと1,000mボーリング柱状図
 琵琶湖底200mボーリング ●植物, □藍鉄鉱, A閃鉄(宇宙塵?)
 琵琶湖1,000mボーリング柱状図(守山市-琵琶湖大橋東)
 (YOKOYAMA et al., 1976その他から編集)



第41図 湖底堆積物と深海底堆積物との磁化の対比 (安川, 1973)
 中島によって編集された図 (安川, 1973 による) にフィッシュン・トラック
 年代 (NISHIMURA and YOKOYAMA, 1975 による) を追加記入した
 図 (a)-KAWAI, (b)-WOLLIN, (c)-NIKOVICH による

タが得られた。上からA-Eの層準で古地磁気極性の反転があったことを示している。そのうちB・C・Dは信頼度が高く、深海底コアのデータと対比された。BはBlake eventに対比され、C・Dは各々Biwa I, Biwa IIと命名された (KAWAI *et al.*, 1972, 1975; NAKAJIMA *et al.*, 1973; 安川, 1973; YASKAWA *et al.*, 1973)。



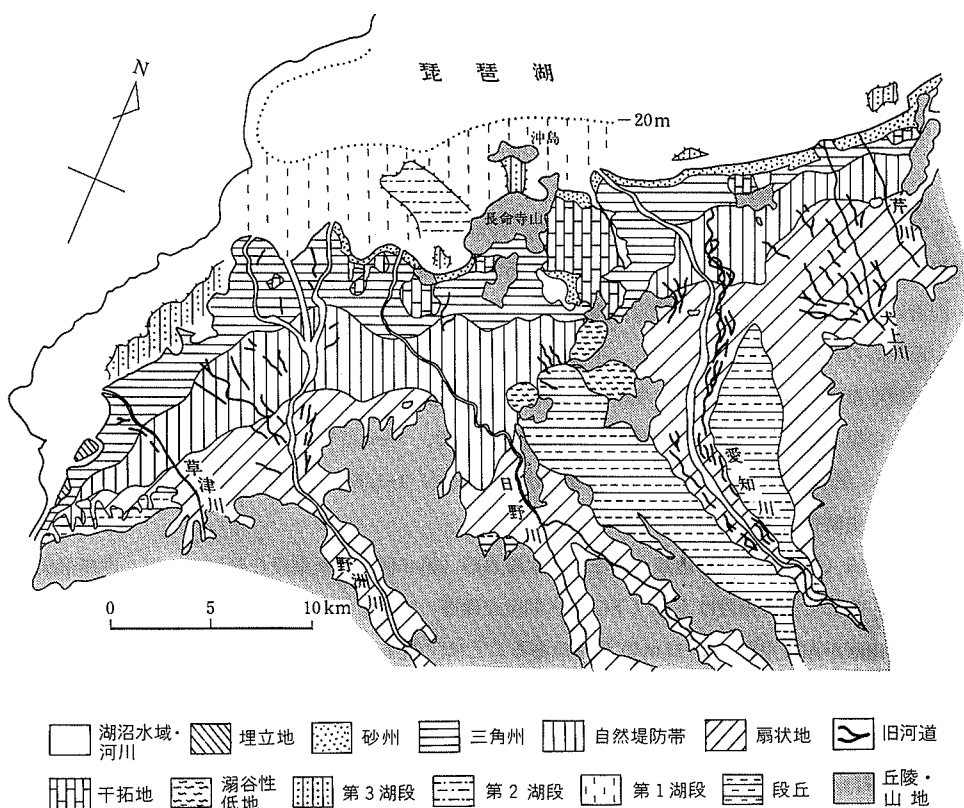
第42図 琵琶湖底200mボーリングの花粉帯と古気候変遷 (FUJI, 1976 b)

花粉分析 200m コアの粘土を5m 間隔で花粉分析し，古気候変遷を示す曲線が得られている（藤，1973；Fujii, 1976, 1978）（Fujii and HORIE, 1972, 1977）。

琵琶湖湖底の200mの厚さの均質の粘土は，約50万年間連続して堆積したことを示している。堆積速度と圧密の関係についても種々議論があるが，堆積速度が一樣でないことは確かであろう。しかしながら湖盆底が50万年間以上粗粒物質が，到達しない環境にあったこと，また堆積速度が深海底の10倍程度も大きいとも言える。また北湖の湖盆底南部が堅田累層堆積の時代に，既に湖盆底であったことが確かめられた。

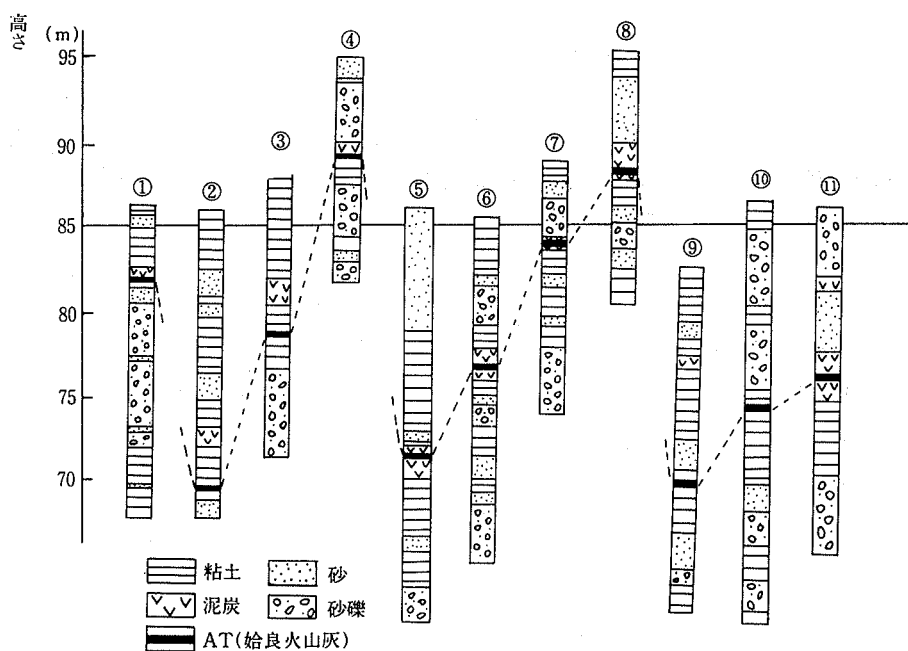
VI. 4. 3 湖東平野のAT（始良）火山灰

始良（AT）火山灰は約2.2万年前に日本列島を広く覆った広域降下火山灰であることはよく知られている（町田・新井，1976）。湖東平野の11地点のボーリングにおいてATが報告された（植村・横山，1983）。第43図に湖東平野の地形分類図に，AT火山灰の発見されたボーリング地点が示され，第44図にそれらのボーリング柱状図が示されている。AT火山灰は湖東平野の自然堤防・氾濫原帯では，地表



第43図 湖東平野の地形分類図（植村・横山，1983）

1. 砂州，2. 三角州，3. 自然堤防帯，4. 扇状地，5. 旧河道，
6. 干拓地，7. 湖谷性低地，8. 第3湖段，9. 第2湖段，10. 第1湖段，11. 段丘，12. 丘陵・山地



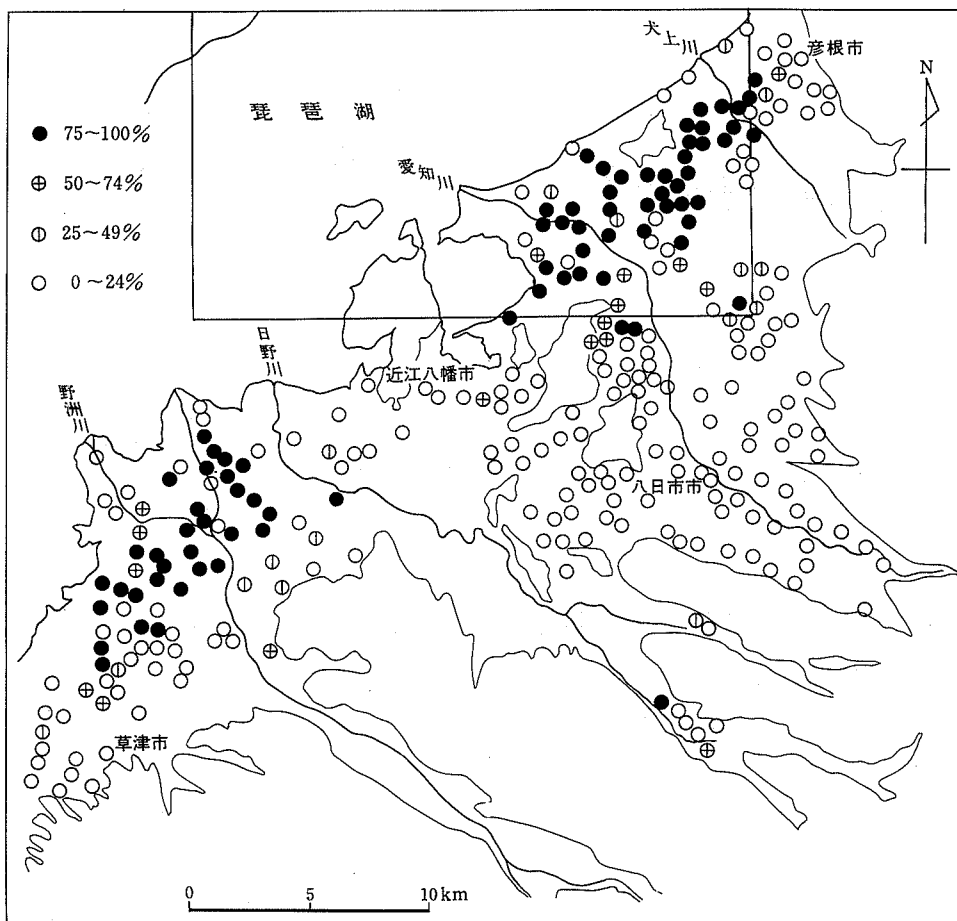
第44図 湖東平野の地質柱状図 (植村・横山, 1983)
(位置は第43図に示す)

下5-17mに位置し、泥炭・粘土卓越部である“中部泥層”中に挟まれる。その上位には礫層又は砂・泥層があり、最終氷期末の堆積と考えられている。この礫層は扇状地、旧河床、浜堤などの堆積物、砂・泥層はデルタや自然堤防・氾濫原・後背湿地の堆積物と考えられる。

中部泥層の下位には砂礫層があり、下部礫層と呼ばれている。下部礫層は地表下5-15m以深にあり、この礫層堆積時には、湖が急速に埋め立てられ、平野が前進したと考えられている。このことから小谷(1971)の第1湖段の主たる構成層が下部礫層相当層で、3-4万年前のものと考えられた(植村・横山, 1983)。第2湖段は日野川の右岸の上部礫層の連続で、1-1.5万年前の形成、第3湖段の形成は完新世後半、歴史時代に入る可能性があるという。

高谷・西田(1964)は湖岸地域の被圧地下水滞水層(第45図)が新时期段丘礫層で、第2湖段形成層としている。そして第1湖段は下部(下位)古期段丘礫層の延長と考えた(第46図)。

AT火山灰が湖東平野で5-17mの深さにあることは、完新統の厚さはそれより薄いことを示している。

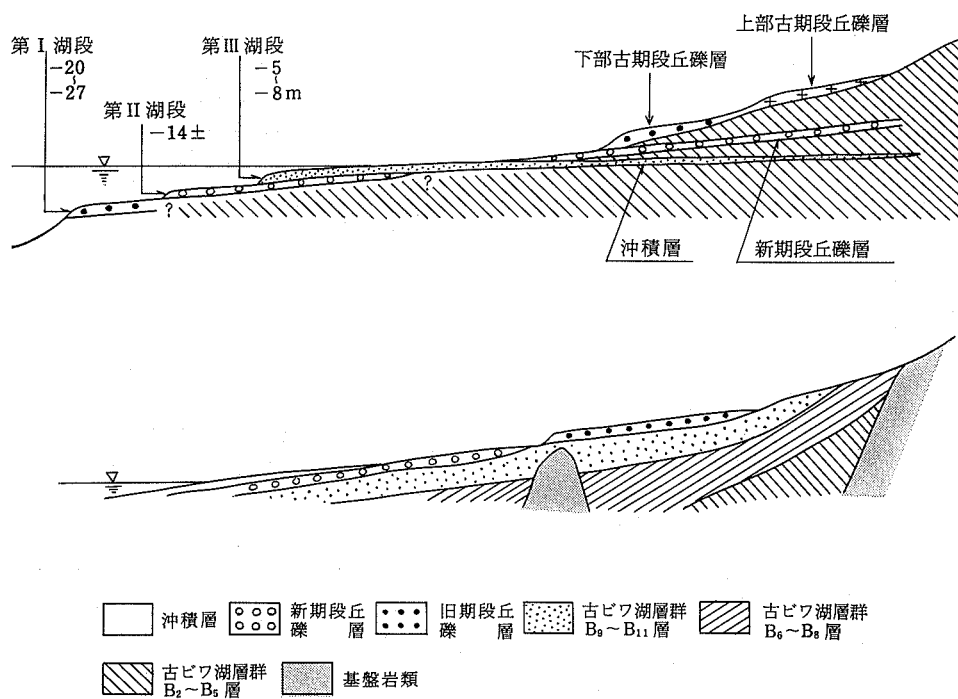


第45図 自噴式井戸（ドッコイシヨ）の分布（高谷・西田，1964）
 百分率＝ドッコイシヨ数÷全井戸数×100 枠は本図幅地域を示す

VI. 4. 4 曾根沼ボーリング

完新統あるいは更新統上部の鍵層として、近畿地方では4層の広域テフラが認められている。上位から、アカホヤ（Ah, 6,300年前, 鬼界カルデラ噴出）、隠岐（U-Oki, 約9,300年前, 鬱陵島噴出）、大山ホーキ（約2万年前, 大山噴出）、始良（AT, 約2.2万年前, 始良カルデラ噴出）の各火山灰である。これらの鍵層を挟む堆積物の花粉組成から、最終氷期以降の植生と気候の変遷が推定される。本地域では、琵琶湖底200mボーリングコアで、これら4層の火山灰がすべて確認されている（第4図）。また湖東平野のAT火山灰層に関して、先に述べた。

曾根沼（第47図）は宇曾川下流左岸の荒神山蔭にある。宇曾川は鈴鹿山地西縁部の湖東流紋岩類山地に、比較的狭い集水域をもち、愛知川と犬上川とが作った扇状地の間を流れて琵琶湖に注ぐ。曾根沼の東から湖岸にかけては、砂・泥の堆積した沈水性の河口となっていて、宇曾川が粗粒物質運搬能力の比較的小さい河川であることが分かる。そして荒神山が植生に覆われた比較的幅広い独立丘で、その山

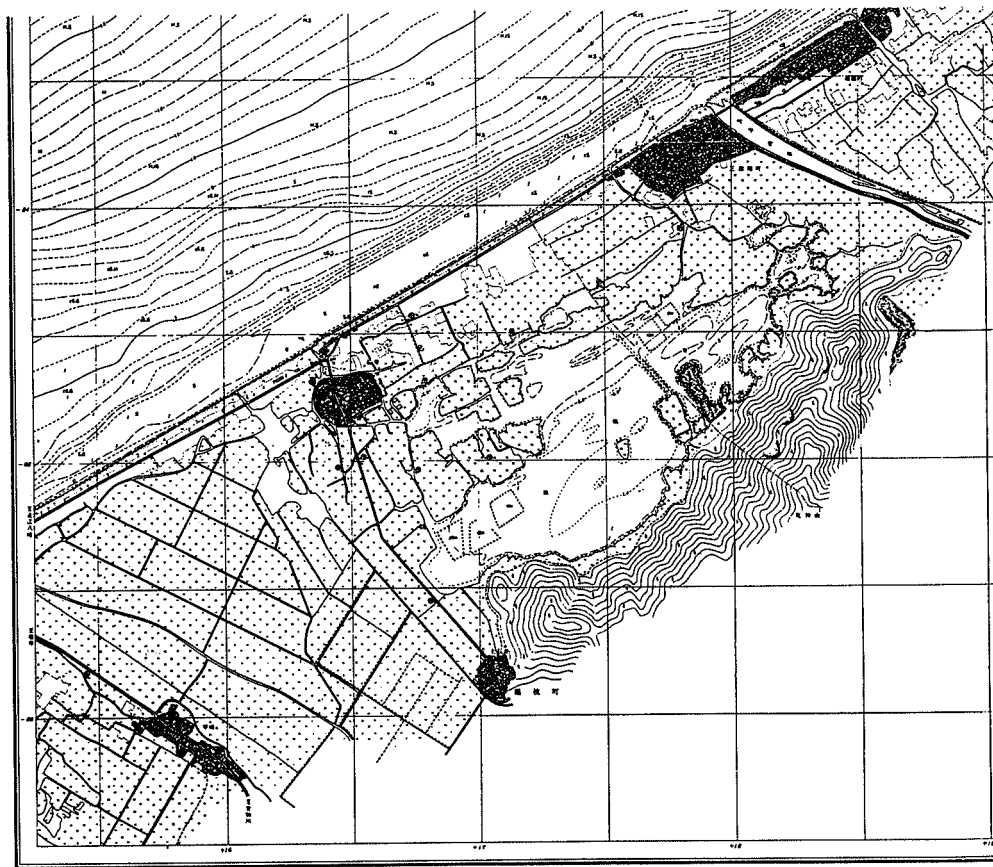


第46図 湖東平野の模式地質断面図（高谷・西田，1964より編集）

上 段丘と沖積層の模式断面図
下 模式地質断面図

蔭に字曾川が運ぶ土砂により埋積されない沼沢地が出現したのが曾根沼であると考えられる。また、湖岸の浜堤による後背湿地でもあるといえる。現在、西部は干拓されたが、東半部はなお水域が残り、公園となっている。

曾根沼にはヨシ原が延びており、腐植泥の堆積が厚く存在することが予測されるので、ハンドボーリングで底泥を採取し、花粉分析と火山灰の検出を行った。ボーリング地点は第48図に示すように、曾根沼南岸から北へ沼の中に延びたヨシ原で、ドロノキも点生しているところである。ハンドボーリングは径2cmのコアを20cmの長さずつ採取できる。ピストンコーラーで行った。9.25mの長さの試料を採取することができ、肉眼観察により岩質を記載した（第49図）。また5層準について¹⁴C年代を測定し、59試料について砂と火山ガラスの含有比を調べ、39試料について花粉分析を行った。



第47図 菅根沼及び周辺地域の地形
 国土地理院発行の湖沼図録巻湖14号「彦根南部」を縮小して使用。
 方眼の長さは 500m間隔。

^{14}C 年代 測定者 阪上正信・松崎 栄

KL-401 深度 210-225cm

試料 黒褐色泥炭 (分解進んでいる)

年代 現在

KL-200 深度 335-350cm

試料 淡褐色泥炭

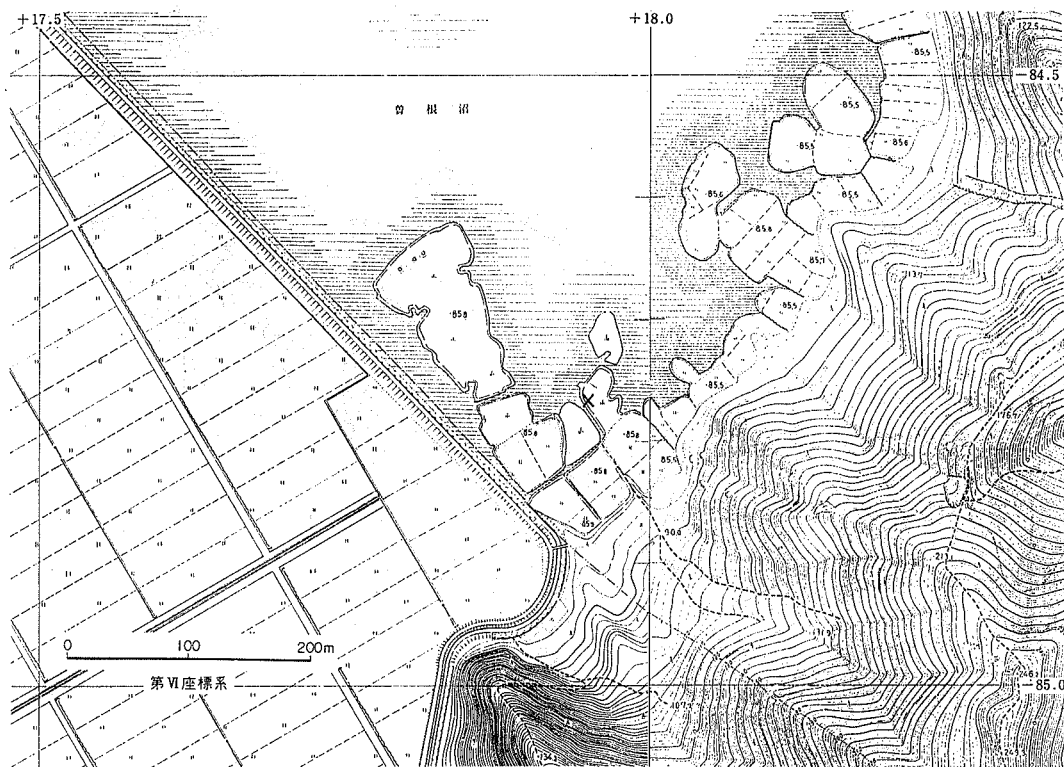
年代 $3,460 \pm 95$ 年 BP (半減期 5,570 年)

$3,560 \pm 100$ 年 BP (半減期 5,730 年)

KL-199 深度 550-570cm

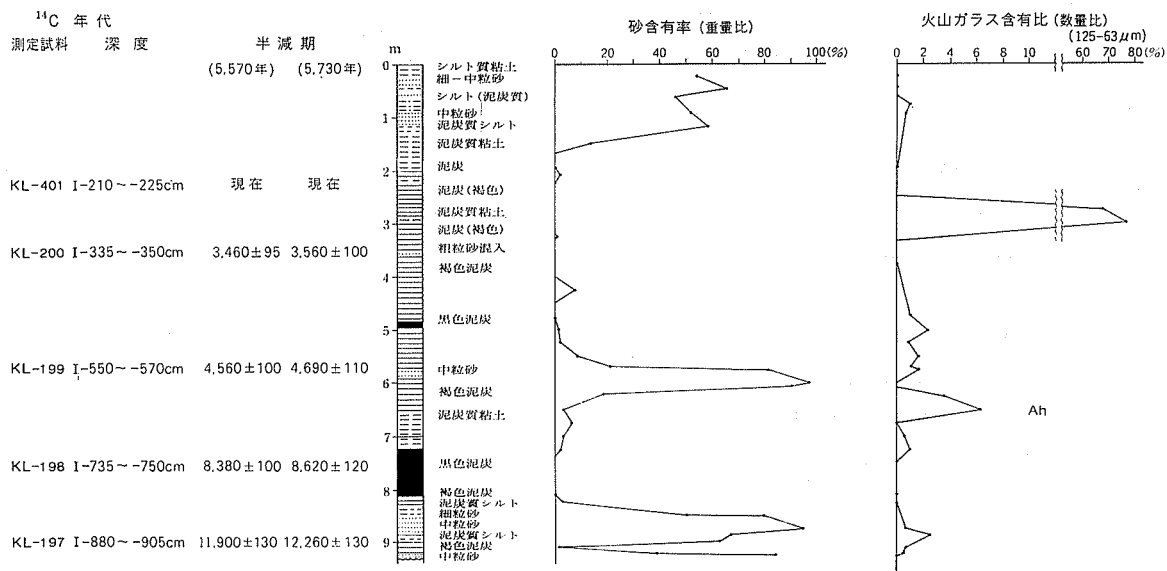
試料 褐色泥炭

年代 $4,560 \pm 100$ 年 BP (半減期 5,570 年)



第48図 曽根沼ボーリング地点図

×印はボーリング地点、国土地理院発行の2,500分の1国土基本図 (VI-ME84-1及び-2) を縮小して使用。



第49図 曽根沼ボーリング柱状図と砂・火山ガラス含有量並びに¹⁴C年代

4,690 ± 110 年 BP (半減期 5,730 年)

KL-198 深度 735-750cm

試料 淡黄赤色を帯びる植物質の泥炭

年代 8,380 ± 100 年 BP (半減期 5,570 年)

8,620 ± 120 年 BP (半減期 5,730 年)

KL-197 深度 880-905cm

試料 暗褐色泥炭質シルト

年代 11,900 ± 130 年 BP (半減期 5,570 年)

12,260 ± 130 年 BP (半減期 5,730 年)

9mのコアはほとんど泥炭ないし泥炭質泥であったことから、ほぼ後氷期1万年間を示すと推測し、炭質物に富んで未分解物質のない部分を選んで、¹⁴C年代測定試料とした。その結果は上に示したが、深度2m強の試料が現在と測定された他は、深さと共にほぼ古い年代が得られた。しかしながら、約3.4mの深さがほぼ3,500年前を示したのに対し、約5.6mが4,600年、約7.4mが8,500年と地層の厚さと年代とが比例しない。今、得られた¹⁴C年代値で地層の厚さを割ると、深さ3.4mまでは0.97mm/年、それ以深5.6mまでは2mm/年、7.4mまでは0.46mm/年、そして深さ8.9mまでの厚さ1.5mの部分は0.43mm/年になる。岩質から、これらの数値の違いを説明することは困難であり、現在のところ、得られた年代値を修正する根拠は見当たらない。

砂・火山ガラスの含有比 分析者 竹村恵二

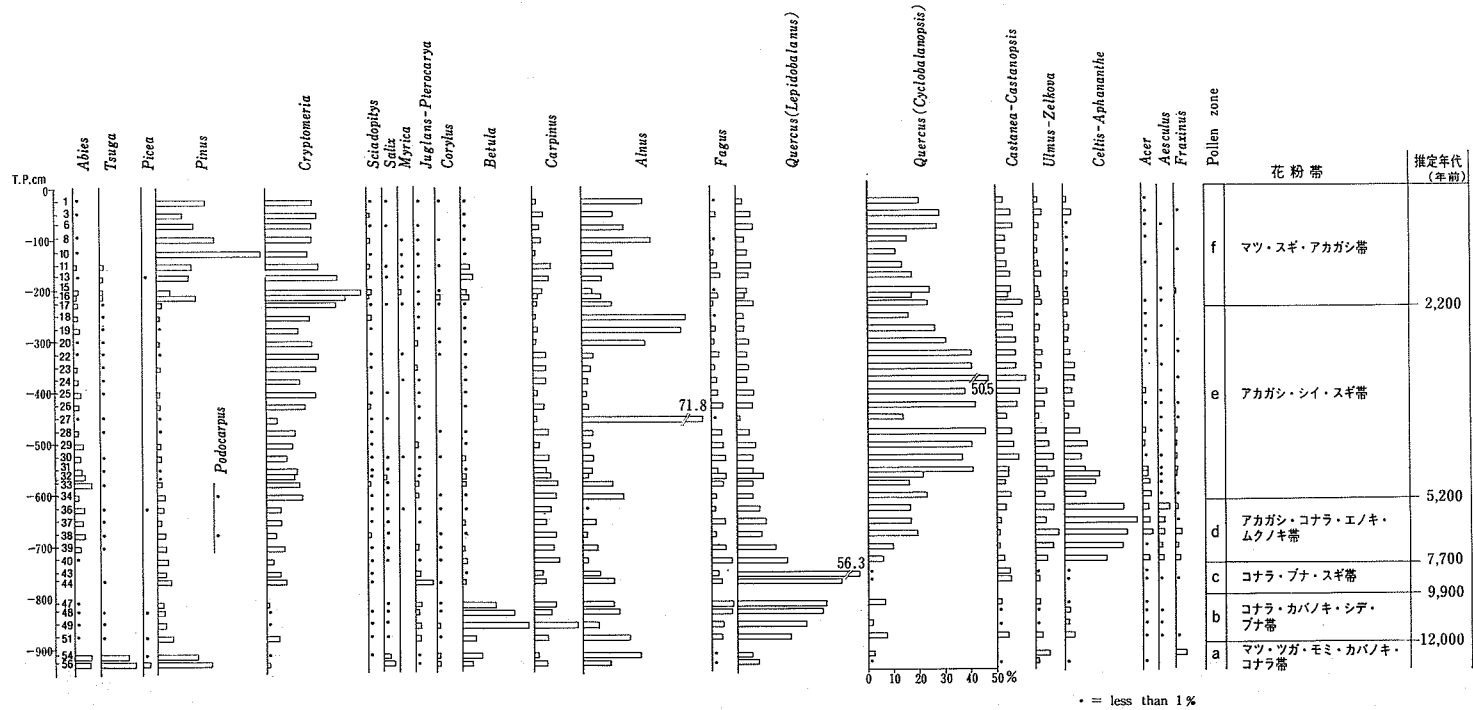
火山灰は肉眼で発見できなかったが、250メッシュでふるい、砂を検鏡した。砂の重量比並びに砂粒に対する火山ガラスの数量比を第49図に示す。なお検鏡中に、深度725cmと625cmとで珪藻が多く含まれ、その他の試料にもわずかに含まれることが分かった。

火山ガラスは多くの試料にわずかずつ含まれるが、深さ275-300cmと625-650cmとで多く検出された。下位のは色付きのバブルウォール型(平滑な曲面の破片)のガラスを含み、アカホヤ火山灰のガラスと考えられる。それは¹⁴C年代が約4,600年と8,500年との間の層準であり、Ah火山灰が6,300年前の降灰ということとも一致する。

深度650cmをアカホヤ火山灰層準とし、6,300年前として上下の¹⁴C年代値で地層の厚さを割ると、上位の90cm分が0.53mm/年、下位の90cm分が0.41mm/年となる。

上位の火山ガラス集中層準は、3,500年BPより若いことはいえるが、すぐ上の試料の¹⁴C年代が現在という結果が得られており、この火山ガラス降灰の年代はなお詳しくは分からない。京都市北部の深泥池南堤におけるボーリングで、深さ2.5m付近に火山灰が発見されており、2,000年前と2,500-3,400年前との間の年代であるとの記載がある(那須, 1981)。そこではAhは4.2mの深さから得られている。

曽根沼の上位の火山灰は、その深度と下位の¹⁴C年代とから、約3,000年前あるいはややそれより新しい時代の降灰かと推定される。深泥池で知られている火山灰と年代的に一致する。



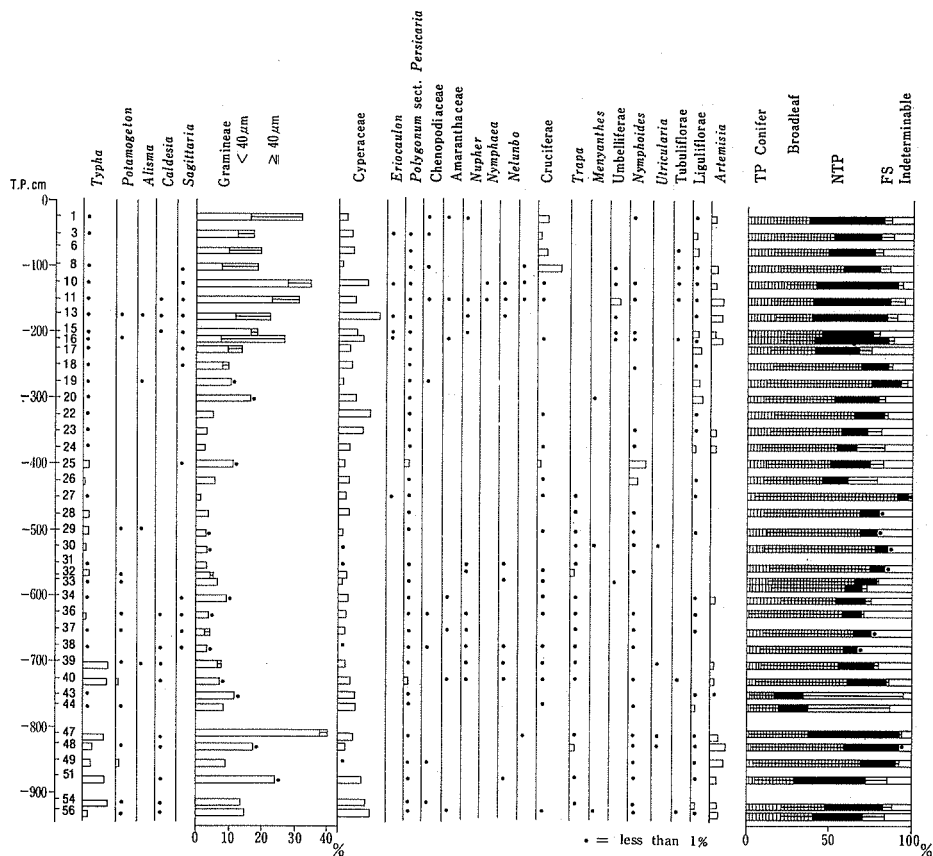
第50図 a 菅根沼底泥の花粉組成 (樹木花粉) (分析: 松下マリ子・前田保夫)

花粉組成 分析者 松下マリ子・前田保夫

9.25mの長さのコアから、56試料に分けて採取し、そのうち39試料を分析した。

試料を水酸化カリウム-塩化亜鉛比重分離-アセトリシス処理の順に処理して、花粉化石を抽出し、グリセリンゼリーに封じて検鏡した。

花粉の読み取りは樹木花粉が4000個に達するまで行った。樹木花粉 (A P) の出現率は樹木花粉総数を基数とし、草本花粉 (N A P) とシダ植物胞子 (F S) のそれは、総花粉・胞子数を各々基数として算出した。結果は第50図に示す。なお図中で、複数の属をハイフンで結んだものは両者の区別が困難であるものを意味している。



第50図 b 曾根沼底泥の花粉組成 (草本花粉・胞子)
(分析: 松下マリ子・前田保夫)

検出された花粉化石集団のうち、樹木花粉を中心に出現傾向をみると、次のa～fの6帯に区分される。

a. マツ属 (*Pinus*) - ツガ属 (*Tsuga*) - モミ属 (*Abies*) - カバノキ属 (*Betula*) - コナラ亜属 (*Quercus* subgen. *Lepidobalanus*) 帯 - 9.25～-9.12m.

マツ属が17-21%の出現率で優占し、ツガ属、モミ属の針葉樹種がそれぞれ11-13%、6%の率で続く。広葉樹ではカバノキ属とコナラ亜属が、4-8%、6-8%と比較的安定して検出された。

トウヒ属 (*Picea*) が2%以下の低率であるが認められ、これより上位の花粉帯ではb帯を除きほとんど出現しない点で注目すべきである。スギ属 (*Cryptomeria*) は1.5%以下の低い出現率である。この傾向はb帯に続く。広葉樹ではカバノキ属、コナラ亜属についてシデ属 (*CarPinus*)、ハンノキ属 (*Alnus*)、ニレーケヤキ属 (*Ulmus-Zelkora*) 等の落葉樹種が多い。ブナ属 (*Fagus*) は1%以下、アカガシ亜属 (*Quercus* subgen. *Cyclobalanopsis*) は2.5%程度であるが検出された。

b. コナラ亜属-カバノキ属-シデ属-ブナ属帯 - 8.75 ~ 8.10m

針葉樹種が少なく、広葉樹種が多い。コナラ亜属が急増し、かつ優占 (24-35%) する。次にカバノキ属 14-26%、シデ属 7-17%、ブナ属 5-9%が続く。

この他、ハンノキ属、ニレーケヤキ属、オニグルミーサワグルミ属 (*Juglans-Pterocarya*)、エノキムクノキ属 (*Celtis-Aphananthe*) 等の落葉樹種が多い。

c. コナラ亜属-ブナ属-スギ属帯 - 7.67 ~ 7.25m

コナラ亜属が大半 (41-56%) を占め、ブナ属がこれに伴う。これより上位でスギ属が安定して検出される。

広葉樹では、シデ属、ハンノキ属、オニグルミーサワグルミ属等の落葉樹種が検出されるが、カバノキ属の急減がみられ注目される。針葉樹種は少なく、トウヒ属がこの帯で消滅し、検出されなかった。

d. アカガシ亜属-コナラ亜属-エノキムクノキ属帯 - 7.00 ~ 6.00m

アカガシ亜属が10%から22%へと漸増し、逆にコナラ亜属が15%から7%へと漸減する。これらとともにエノキムクノキ属が22-28%の高率で共存する。

このほか、ニレーケヤキ属、ブナ属、シデ属、カエデ属、トチノキ属等の多種類の落葉樹種が検出された。針葉樹種は少ないがスギ属がc帯から続いて安定して出現する。モミ属がこの帯から2-4%で出現する。

e. アカガシ亜属-シノキ属 (*Castanopsis*) -スギ属帯 - 5.75 ~ 2.25m

アカガシ亜属がd帯より更に出現率を増し、40-49%を占め優占する。これに伴ってシノキークリ属も5-10%で出現する。スギ属が8-28%と高率で検出される。

針葉樹種はスギ属の他は少ない。広葉樹種では、ブナ属、ニレーケヤキ属、エノキムクノキ属、シデ属等の落葉樹種が減少しながらも2%以上で検出される。ヤマモモ属 (*Myrica*) が低率ながら出現してくる。

e帯の下部と上部で特徴的な花粉帯が認められる。e帯最下部 (- 5.75 ~ - 5.70m) では、モミ属、スギ属の針葉樹種とブナ属、コナラ亜属等落葉樹種の微増がみられる。e帯最上部 (- 2.25m) ではスギ属の急増がみられる。この傾向はf帯へ続く。

f. マツ属—スギ属—アカガシ亜属帯, - 2.10 ~ - 0.25m.

マツ属が10-33%の高率で出現する。スギ属はe帯上部から37%まで急増後20%前後で安定して検出された。広葉樹ではアカガシ亜属が11-28%であった。

広葉樹ではコナラ亜属がやや微増傾向を示し、他にシデ属、ハンノキ属、ニレーケヤキ属シイークリ属が検出される。f帯下部スギ属の優占する時期に、モミ属、ツガ属、カバノ属、シデ属がやや増加傾向を示す。

植生変遷と古環境

曽根沼の柱状試料から抽出された花粉化石集団は、約12,000年前以降の森林植生の変遷を示している。

a帯はマツ属、ツガ属、モミ属、カバノキ属、コナラ亜属で特徴づけられる。マツ属は五葉松タイプが含まれ、トウヒ属の出現、スギ属、ブナ属が低率であることから寒冷で乾燥な気候が想定できる。

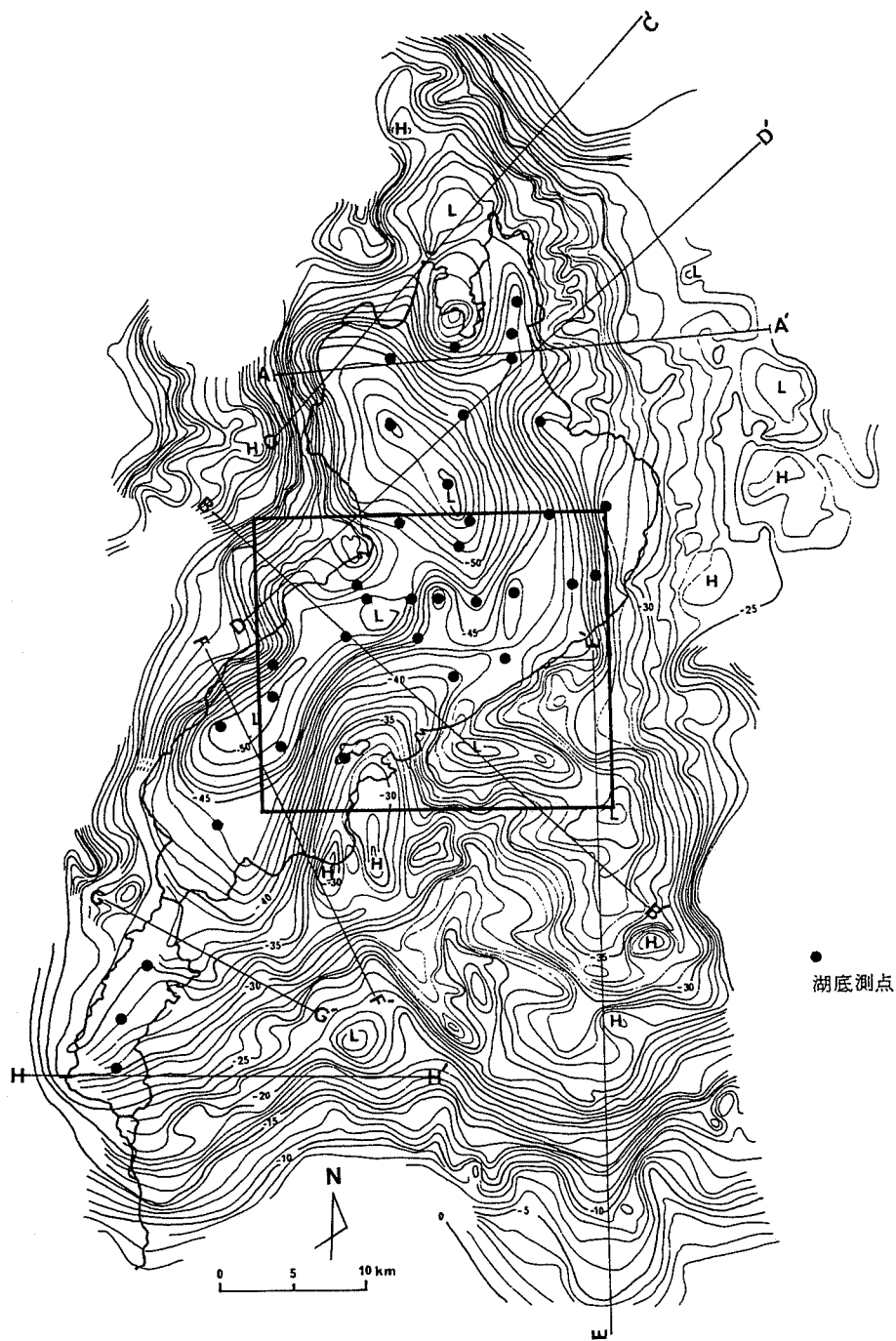
b帯はコナラ亜属が急増、優占、カバノキ属の高率出現で特徴づけられる。草本花粉ではマルバオモダカ属 (*Caldesia*)、ヒツジグサ属 (*Nymphaea*)、タヌキモ属 (*Utricularia*)、ヒシ属 (*Trapa*) 等多種類の水生植物花粉が検出され、堆積地は池沼であったと推定できる。

c帯は黒色泥炭層であるが、植物性組織の細片が著しく多く、含有花粉は貧しかった。中でもS-44・43 (-7.67 ~ -7.50m) は、イネ科 (*Gramineae*)、カヤツリグサ科 (*Cyperaceae*) とシダ植物胞子が約80%も占めている。コナラ亜属の最盛期に当たり、カバノキ属の急減、トウヒ属の消滅、スギ属の出現が目される。

d帯はコナラ亜属とアカガシ亜属の交替期に当たり、交替の年代は6,300年B.P. (-6.50m) と予想される。アカガシ亜属、エノキムクノキ属、モミ属、スギ属の増加から温暖湿潤化の傾向が認められる。エノキムクノキ属の高率出現は特徴的で、一般にこれは河畔林といわれるが、近畿地方を通じてエノキムクノキ属の増加が認められることから、コナラ亜属、アカガシ亜属、エノキ・ムクノキ属が共存していたと考えられる。草本花粉の種類も豊富で、中でもコウホネ属 (*Nuphar*)、マルバオモダカ属、ヒシ属等の水生植物花粉が検出でき、池沼環境が続いている。

e帯はアカガシ亜属全盛時代で最盛期は-4.50 ~ -3.50m (3,500年B.P) とされる。大阪湾に比較してやや遅いのは、照葉樹林の拡大のずれのためかは検討中である。e帯の最下部 (4,500年B.P) でモミ属、スギ属とコナラ亜属、ブナ属等の落葉樹種の微増があり、わずかに低温化傾向がみられる。-6.70mあたりで水生植物花粉が減少し、-4.50mで連続して出現していたヒシ属が消滅する。-4.25m以上の層からは水性植物花粉はほとんどみられない。e帯最上部では、スギ属の急増がみられ、湿潤化が進んだと考えられる。これは、この層から再び水性植物花粉が出現することからもうなずける。また、この層からイネ科花粉、中でも40 μ m以上の大粒径のものが安定かつ高率で出現をはじめ、周辺地で稲作が行われていた可能性がある。この時期の年代は不明であるが、弥生小海退の時期が想定できる。

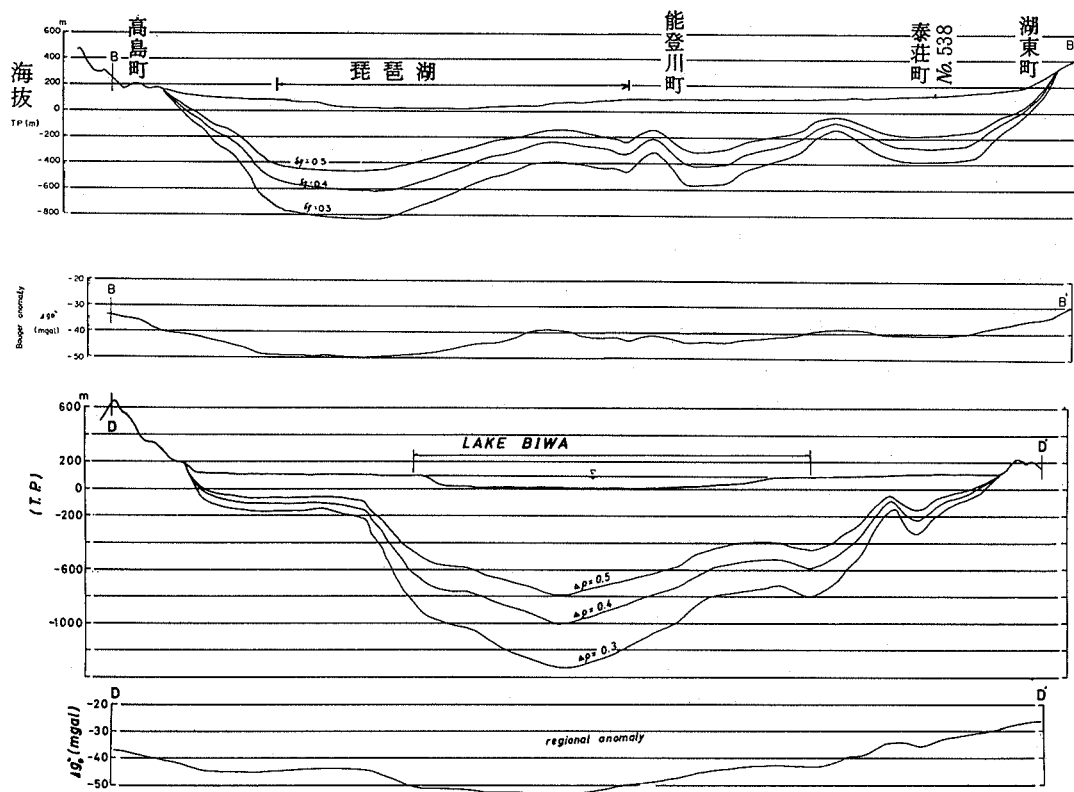
f帯はマツ属、スギ属、アカガシ亜属の高率出現から、現在の周辺植生によく似ている。マツ属の増加、コナラ亜属の微増は人為的な影響 (伐採後の二次林の拡大) が考えられる。大粒径のイネ科花粉も多数検出され、稲作が続いていると考えられる。



第51図 現琵琶湖盆におけるブーゲー（重力）異常図（堀江ほか，1981）
枠は本図幅地域を示す。

VI. 4. 5 重力異常と基盤地形

琵琶湖底並びに周辺平地における重力異常は滋賀県南部 (NISHIMURA *et al.*, 1976), 西部 (NISHIMURA *et al.*, 1977), 琵琶湖底 (ABE *et al.*, 1977MS), 琵琶湖南東一帯 (NISHIDA *et al.*, 1978) などの各重力探査報告に示されているが, 総合された重力異常 (ブーゲー異常) 図は, 堀江ほか (1981) により報告された (第51図).



第52図 ブーゲー異常より推定される琵琶湖盆断面図 (堀江ほか, 1981)

またブーゲー異常より琵琶湖盆の断面が推定され, 本地域を通る2断面を第52図に示す. ブーゲー異常図は1mgal間隔でひかれた等重力異常線で描かれている. 高島低地では -45mgal 以上の負異常帯が西北に入り込み, 安曇川河口でやや高い. 北湖盆の南部と北部にはそれぞれ -50mgal 以上の低重力異常地域がある. 更に高島の東に小規模の低重力異常の地域があり, 安曇川河口延長部で北湖盆北部の低異常と隔てられている.

湖東平野には大中の湖から東へ延びる東西に長い低異常帯がある. 彦根から西へ湖岸沿いに高異常が延びているのは, 荒神山の基盤の高まりが東の山地からつながり, なお西へ突き出している形を示す.

東西の低異常閉塞部は, 本地域南東の湖東町の低地に -40mgal の低異常部が連なり, そこから南へ低異常が鈴鹿西縁に沿って延びる形をとる.

琵琶湖湖盆部では白石と多景島の高異常は南北に延びる形をとり、長命寺山—沖島の高異常は大規模で、北へ延びる。重力異常の変化の急なところは沖島の西側を南北に走り、約 10mgal の差があらわれている。また沖島—愛知川河口を結ぶ線の約 7km 北に東西方向の変化部があり、北へ低異常になる。また北湖盆北部の低異常は白石・多景島の間に北から入り込んで、南の湖東平野柳川の低異常に相対している。

いま、この地域の基盤の密度を ρ_1 (2.6-2.7)、その上にある古琵琶湖層群の密度を ρ_2 とし、両者の差を $\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2$ ($\rho_1 > \rho_2$) とする。このとき、ブーゲー異常の分布から $\Delta\rho$ が 0.3、0.4 及び 0.5 の各場合について、第 51 図の直線 BB' 及び DD' に沿って基盤深度を計算した地下断面図が第 52 図である。

この計算基準には、基盤深度の判明しているボーリングデータが参照される。それには南湖西岸の K-1 (860m)、同東側の草津西方の R-1 (410m) があり、琵琶湖大橋北東の“1,000m”ボーリングも、深度 873-893m の角礫層の直ぐ下に基盤があると考えられている。

またブーゲー異常から琵琶湖底の堆積物の厚さが推定されると共に、竹生島・多景島・沖ノ白石の斜面の傾斜角がほぼ 30° であることも推定された (NISHIDA *et al.*, 1978)。

第 52 図によれば、高島低地は $\Delta\rho = 0.4$ で約 600m の基盤深度をもつ。湖東平野では $\Delta\rho = 0.5$ で約 400m、 $\Delta\rho = 0.4$ で 500m を越す。古琵琶湖層群の下に古期礫層がどれだけ存在するかによって、この計算はかなり変わることが予想され、推定基盤深度の精度は予測が難しい。しかしながらブーゲー異常図から、負の異常が大きいたところは数 100m という堆積物が存在するという事は確かと言えよう。また、その等重力異常線の形が堆積盆の形を示すと考えることも許されよう。安曇川下流左岸で 600m のボーリングが行われていることから堆積物がかなり厚いことは証明される。

湖東島状山地と平野地下の厚い堆積物の存在、あるいは比良山地や鈴鹿山脈の山麓の直線形と山麓近くの厚い堆積物の存在は、基盤の断層ブロック運動を示唆している。このような地形・地質から推定された断層のほか、筆重力異常線の密なところにも断層が推定される。それらを第 53 図に示す。

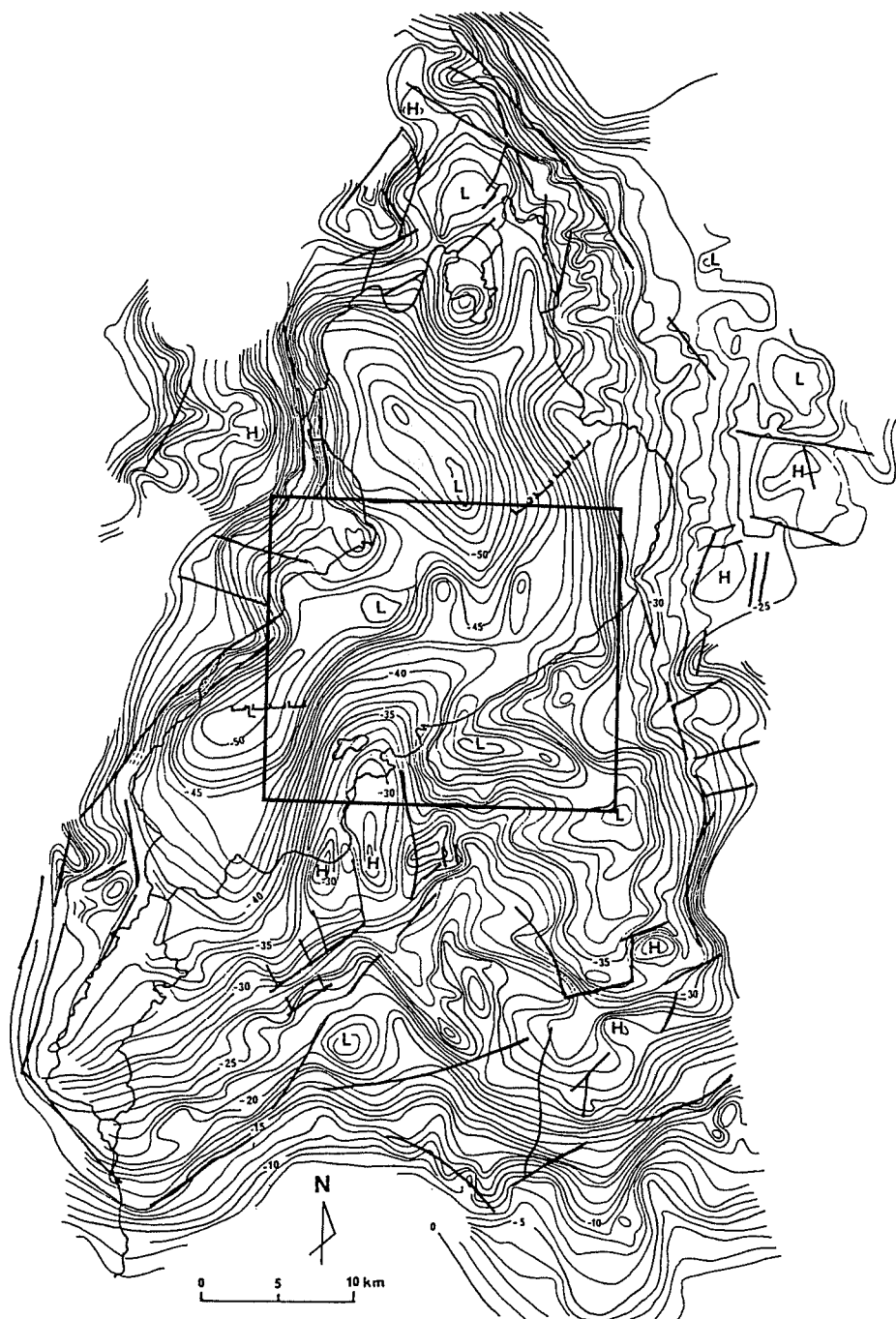
それらによれば、本地域西北部では、比良山地東南縁の湖岸沿いに北東-南西の南東落ち断層が 2 本平行して推定される。また比良山地北縁にも断層が推定され、高島低地側が落ちる。

湖東では、彦根—荒神山北側に湖岸線にほぼ平行な北東-南西方向の北西落ち断層が推定される。その重力異常の高い場所の南西側にも断層が推定される。鈴鹿山麓には南北の西落ち断層が第 1 級の断層として推定される。

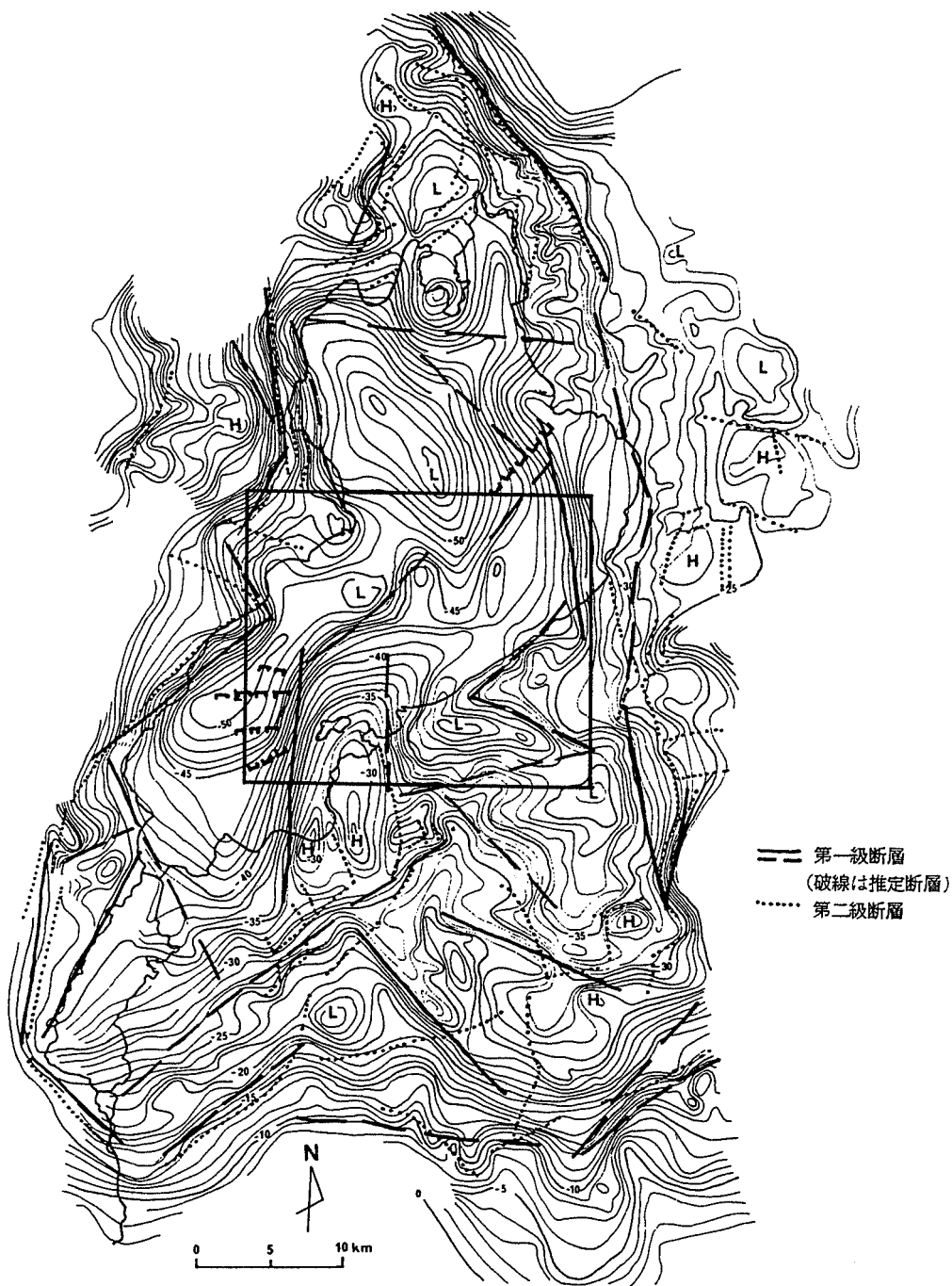
琵琶湖湖底には沖島の西の南北性西落ち断層、沖ノ白石の北から北東-南西の北西落ち断層が推定される。このように南北性の第 1 級断層と北東-南西、北西-南東の断層が推定され、それらに取り囲まれた島状山地あるいは堆積盆は幅 5-10km 弱、長さ 10-20km 程度の規模でモザイク状に配列している。その基盤地形は海拔下 700-800m から海拔高 90-400 程度の島状山地、あるいは 600m から 1,000m に達する山地との差で、盆地部で 800-1,200m の比高があり、湖盆地基盤と山地との比高は 1,400m から 1,900m に達する。

VI. 4. 6 高島低地の地下地質に関する議論

高島低地のボーリング柱状図 (第 32 図) をみると、安曇川扇状地で掘削された No.1 と 2 (第 31 図)



第53図 a 琵琶湖盆構造概念図(その1) (堀江ほか, 1981)
 地形・地質によって復元された断層分布 枠は本図幅地域を示す



第53図 b 琵琶湖盆構造概念図(その2) (堀江ほか, 1981) 枠は本図幅地域を示す

はほとんど礫層からなり、大礫を含む。最終氷期に降灰した AT 火山灰が湖東平野地下では中部泥層に挟まれていた。琵琶湖は氷河性海面変動を直接受けない内陸構造湖であるが、西南日本では氷期に降水量が極端に減少したとは考えられず、また森林変遷と、琵琶湖から排水する河川とが氷河性海面変動の影響を受けるため、琵琶湖周辺山地の河川も浸食・運搬能力を増したと考えられる。この結果として氷期に扇状地を発達させ、その前面のデルタ面には自然堤防の発達した河道が伸び、後背湿地に泥が堆積したであろう。AT 火山灰は扇状地では表層部に挟在することが予想される。

礫の供給はまた山地の上昇と大きく関係する。高島低地では高位段丘堆積物（高島累層）の上部に礫層が発達し、以後その台地を削って中位・低位段丘礫が前進・堆積している。

ボーリング柱状図に時間面を入れることのできるデータは見当たらないが、湖東平野下の AT 火山灰の深度から判断しても、後氷期の堆積物は 5-10m 程度の厚さであり、以深は更新統と考えられる。

高島低地で高島累層がどの深さに埋没しているか、その堆積物はどのようなものであるかも確かではない。しかしながら、饗庭野台地で見られる高島累層下部が砂がちで礫・泥を含み、厚さ 50m を越し、同累層上部が約 50m に達する大礫層であることを考慮すれば、高島低地地下では、台地でみられるより細粒で、かつより薄い堆積物と想定される。高島低地の 40m 以浅のボーリング柱状図には、そのような堆積物は見られない。ただ安曇川町川島の 284.22m 深さのボーリング（No.14）ではその時代の堆積物が含まれているはずであると考えられる。高島累層相当層を最も浅く見積っても、深さ 45-72m の細礫質粗粒砂と、その下位の粘土層の多い深さ 72m から 100m を越す深度の部分に相当するのであろうか。これは大阪湾岸の OD-1 ボーリングの Ma11 の深さに当たる。暁火山灰に対比される火山灰層を挟む海成粘土が Ma 9-Ma11 のうちのどれかという点については議論があり比較できない。石田（1983）のいうように神戸市垂水区座頭谷の海成粘土層が Ma9 であれば、OD-1 ボーリングでは Ma 9 は深さ 150 m 前後にあり、大阪港付近は高島より沈降の大きかったところになる。

高島低地は重力異常のデータから基盤深度 500-600m 程度と推定された。本地域の北にはずれるが、安曇川下流左岸のボーリングに 600m 掘削したものがある（堀江ほか、1981）ことが記されている。その地質柱状図は公表されていないが、天然ガス目的のボーリングであるから、基盤の岩石を掘り進んだとは考えられない。そこでは新生界が 600m はあるということだろう。高島累層が 120m 程度までの深さにあるという推測が間違いで、より深いとしても、なおより古い新生界が厚くあることは想像にかたかない。傍シヶ谷累層が存在することは十分考えられるが、当時は現在の湖側の方がより山側であり、礫径が大きくなって大礫・巨礫層であるはずなので、少なくとも No.14 の 280m 以浅には現れていない。このボーリング柱状図の下半部は、湖西の堅田累層相当層であることが一応考えられる。それは北湖盆の南部におけるボーリングで堅田累層相当層の堆積が知られていて（第 40 図）、北湖盆の北部と南部とが同様の歴史をたどったとするのが、現時点で最も妥当と考えられるからである。堅田累層相当層が高島低地地下に堆積したとすれば、堅田丘陵と同じような 400m を越す地層が形成した可能性が考えられる。

VI. 4. 7 湖東平野の地下地質に関する議論

湖東平野の地下地質については、AT 火山灰の層準が 5-17m の深度にあり、中部泥層に挟まれている（植村・横山、1983）、扇状地をつくる砂礫層は、これより上流部で中部泥層の層準を挟んで上・下

にわたるであろう。高谷・西田(1964)によって記述されたドッコイショと呼ばれる自噴井は、下部礫層に滞水した地下水をとっているものである。下部礫層は低位段丘(新期段丘)と扇状地礫下部に相当するものと考えられる。これより深部の地層には、中位段丘・高位段丘相当層があり、湖東の古琵琶湖層群の上部が存在することは当然考えられる。これらの段丘堆積物はいずれも礫層を主とし、比較的薄い地層である。湖東平野地下でこれらの相当層がどのような岩質と層厚を持つかは推測が難しい。しかしながら、礫層が広く存在するか、あるいは更に細粒物質を多く挟んで、層厚も厚くなることも考えられる。その深度は30m前後から100m付近と類推される。第32図の柱状図を見ると、このような深度の地層は各地点におけるそれより上位の地層と類似した堆積物の繰り返しである程度のことしか分からない。ただ、例えばNo.34(滋賀県立短大)では、30mの深さの間に5層の粘土を挟み、最下位の深さ28.5m以深の粘土がN値10をわずかに上まわる程度である。このN値のデータからは、この粘土は古琵琶湖層群ではなく、中位段丘あるいは高位段丘相当層の堆積物と推定してよいと考えられる。

湖東の比較的深いボーリングはNo.48-65である。これらの柱状図には岩質以外の記載が得られなかったため、固結あるいは締めりぐあいなど、古琵琶湖層群かどうかを判断する根拠がない。湖東の古琵琶湖層群最上部の八日市累層が最も深いNo.51(今)の175mのボーリング下部に現れているかどうか不明である。それは高位段丘相当層の下は八日市累層であるという保証がないからである。確かに周辺丘陵では八日市累層が古琵琶湖層群最上部であり、地形的にも重力異常のデータからも湖東は湖南と隔離された堆積盆と言える。八日市累層の河床礫は両堆積盆にまたがっているが、続く膳所累層の時代に湖東の堆積盆がどのような状態であったかは、既存のボーリング柱状図からは判断できない。

重力異常のデータからは、湖東平野地下の基盤深度は400-500m程度と推定された(第51図)。100-200m以深が古琵琶湖層群であり、湖東の丘陵に見られるものと同様の堆積物とすれば、八日市累層の礫層(約100m)とその下位の蒲生累層(340+m)があるということで矛盾はない。そうであれば、湖東の堆積盆は平野部も含めて、八日市累層の堆積で終わったと推定できる。しかし周辺丘陵には未区分古期礫層が各地に点在し、それが湖東平野地下にも存在する可能性が十分考えられる。湖東平野地下の深部の堆積物の岩質・時代、そして重力異常データによる基盤深度の推定についても、なお未知の点を残している。

VI. 4. 8 琵琶湖湖底地下地質に関する議論

1971年の200mボーリング(沖島・近江舞子間、水深65m地点)の近くの水深67.5mの地点で、琵琶湖古環境実験施設(施設長 国司秀明、教授 堀江正治)により、新たに湖底ボーリングが行われた。1983年5月初め湖底下1,422.5mで掘り留められ、湖底下910mまでが新生界であった。YOKOYAMA and TAKEMURA(1983)によれば、新生界は岩質により5層に分けられ、下位からP、Q、R、S、Tと記号が付された。P層は中・古生層の大礫—中礫に10%程度の湖東流紋岩礫を含む100mの厚さの礫層で、未区分古期礫層と考えられる。Q層は厚さ約70mの礫・砂・シルトからなる2層で、礫には湖東流紋岩礫が含まれず、大礫—中礫大の中・古生層礫からなるものである。R層は泥と砂との互層であるが、泥優勢であり、厚さ約150mである。この層の中上部、湖底下640mに挟まれる火山灰は、大阪層群のMa 1直上のピンク火山灰に対比されるという。S層は礫層を挟む砂・シルト互層で、約320mの厚さがあり、

最上部約20mは礫質である。この湖底下約250mの礫質層は、サイスマックプロファイラーの記録によれば、琵琶湖全域に広がっていると推定され（堀江談）、琵琶湖が干上がったことを示すという。T層は均質の粘土からなり、厚さ250mである。1971年の200mボーリングは、T層のかかなりの部分を掘削したことになる。湖底下180mの深さに挟まれる火山灰は、堅田丘陵の古琵琶湖層群上部に挟まれる上仰木火山灰（200mボーリングのBB-425、深さ169m）に対比されるという。以上の結果から、R・S・T層のかかなりの部分が、湖西の古琵琶湖層群に相当すると言え、Q層はその基底礫層であると考えられる。その下位のP層は琵琶湖地域がなお山地であった時代の河谷の礫層と考えてよいであろう。YOKOYAMA and TAKEMURA（1983）はQ層を約130万年前の堆積と見積っている。

鳥居ほか（1983）は804mまでの粘土・泥、5,000個の残留磁気測定を行い、150-200Oeでの消磁と一部熱消磁をも行った。ブルーネス/松山境界は深さ469mにあり、ハラミヨ事件は604mから639mの深さに位置する。大阪層群のMa4下底がブルーネス/松山境界に当たり、Ma1とMa2の間のピンク・光明池火山灰がハラミヨ事件に相当することで、このボーリングコアと大阪層群との対比が可能であり、先に述べたピンク火山灰の同定も信頼度が高いと言える。

堅田丘陵では、大阪層群のMa3に挟まれるアズキ火山灰が厚い粘土層に挟まれているのに、このコアでは、その層準は礫を含む砂とシルトの互層である点が、古環境を考える上で興味深い。また上仰木火山灰は大阪層群のMa7下底のサクラ火山灰に対比されるもので、40-45万年前と考えられる。S層最上部の礫質層が、大阪層群のMa6とMa7との間の満池谷寒冷期に当たるのか、興味深い点であり、コアの分析が待たれる。

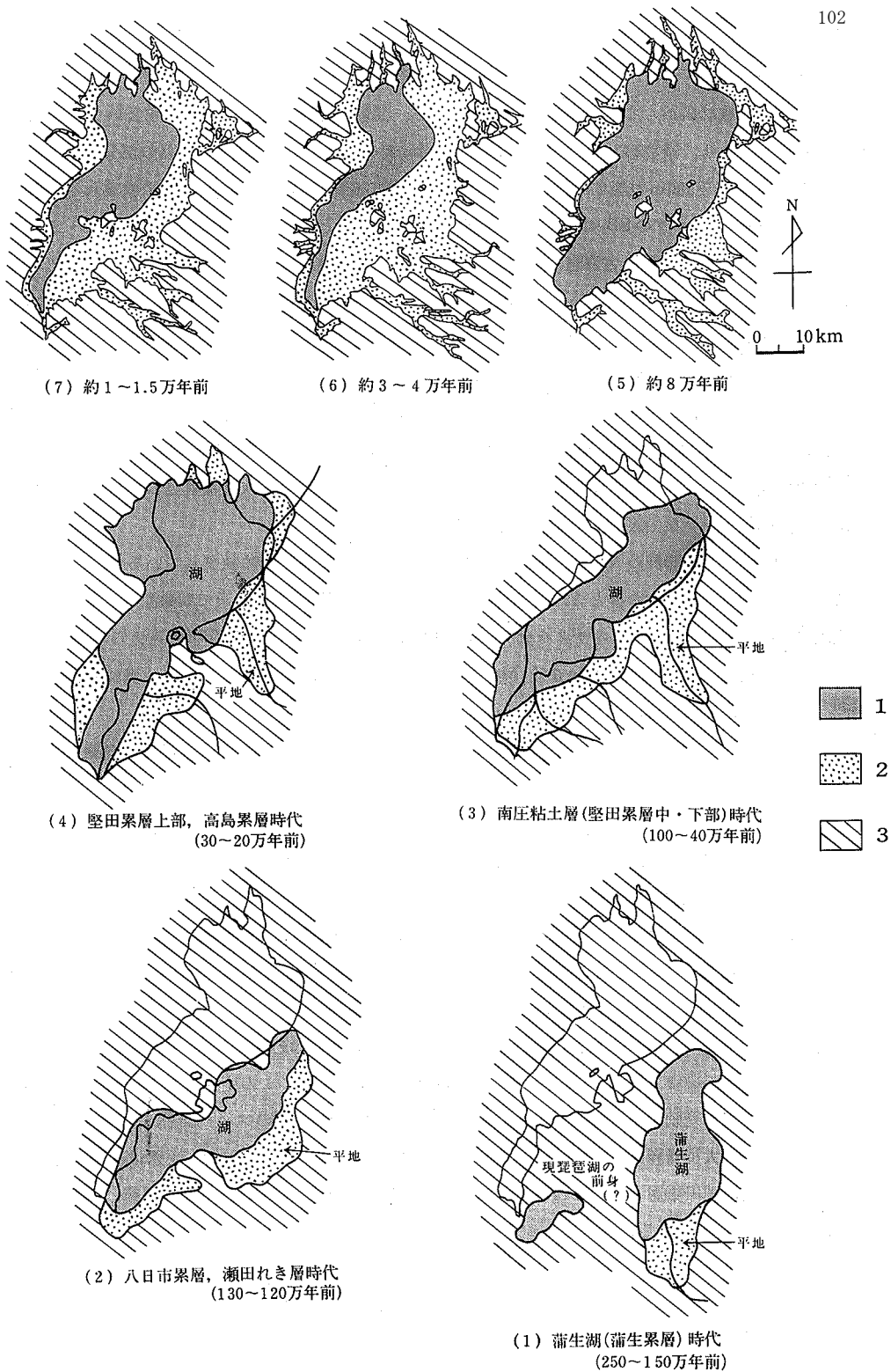
なお、地質図に示されているG-H地質断面図は、岩質区分を示すものでなく、湖周辺の陸上の地質系統区分で示した。

VI. 4. 9 新生界から推定される地殻変動

中新世前期の第一瀬戸内の海進は西南日本内帯を広く覆い、海進の及ばなかった丹波地帯なども準平原化した。その隆起準平原が接峰面（第1図）で示され、500-600mと800-900mの高度に広がっている。それ以来、約1,500万年の間に形成されたこの高度差は、その間における幾つかの時期の地殻変動の累積によるものであることがわかる。

顕著な礫層の堆積は、その時期に山地が上昇して礫を供給したと考えられるが、山地の上昇のみでなく山を作る基盤岩が破壊されたことをも示す（Huzita *et al.*, 1973）。この定式をあてはめれば琵琶湖周辺では次の時期に変動があったといえる。1. 中新世後期（奈良北東のソノハ礫層、1,300万年前）、2. 鮮新世前期（大福礫層、信楽礫層、伊賀・油日累層、350-400万年前）、3. 更新世初期（中部礫層、八日市累層、瀬田礫層I、130-150万年前）、4. 更新世中期（竜華砂礫層、高島累層、高位段丘堆積物、15-20万年前）である。

1と2の中新世後期、鮮新世前期には、本地域は現琵琶湖湖盆一帯とともに、中・古生界と湖東流紋岩類・花崗岩からなる高い山岳地帯であったと推定できる。傍示ヶ谷累層の礫を運んだ河谷は日本海へ流下し、湖東の古期礫層は南へ運ばれ、伊勢湾と大阪湾へ時代により流路をかえて流れた河川の堆積物と考えられる。3の中部礫層は基盤山地の顕著な隆起の直接の産物ではない。それはより古期の礫層



第54図 古琵琶湖の古地理図(横山ほか, 1979並びに植村・横山, 1983から編集)
 1. 湖 2. 湖岸平野・氾濫原 3. 侵食域

の風化部から供給されたと考えられる。中部礫層は湖東の古琵琶湖層群の陸化を示し、湖の埋積・沖積平野化を意味する。しかし甲賀・蒲生の古琵琶湖層群の縁辺、特に鈴鹿山脈西麓には、終始礫層の堆積があった(横山ほか, 1979)ことは、当時既に鈴鹿山脈が存在し、間断なく山地が隆起したことを示すと考えられる。このような点を考慮すれば、堆積盆の陸化は周辺山地の上昇とともに全域的上昇をも示すと理解することが妥当といえよう。

4の高位段丘堆積物の時期は、明らかに現在の山地・山脈の配列の形をとって、山地の上昇があり、山地と平地の間に断層が形成されたことを示す。

以上の礫層堆積の時間幅は正確に示されないが、いずれも比較的短いと考えられる。時間幅がかなり確かなのは中部礫層の約20万年間である。高位段丘堆積物の礫層時間幅はせいぜい数万年間と考えられるが、もっと以前からの時期が含まれる可能性もある。

高位段丘以後の地殻変動については岩質だけから言うことはできない。氷河性海面変動・気候変化が関係するし、時間幅の短い解析が必要となる。1-4の地殻変動において、山地・河川の水系などがほぼ現在の形をとって、現在の山地の上昇量と関係するのは3の更新世初期以降といえよう。接峰面の高度も大部分は更新世あるいは鮮新世後期以降の約200万年間のことであろう。

鮮新-更新統の堆積盆を埋めた堆積物のうちで礫層が顕著なのは、堆積盆の形成時の他は高位段丘堆積物以降のものである。山地の上昇の他の原因も礫層堆積に関与しているところがあるが、大きくみて高位段丘堆積物の堆積時あるいはややそれをさかのぼる40万年前頃以降に、山地が急速に上昇を続けたことは確かであろう。

山地の上昇に対応して、盆地の沈降を考慮する必要がある。琵琶湖湖底ボーリングで明らかにされた、200m以上の粘土層の堆積からは、約40万年間に200mの粘土層と65mの水深との沈降が言える。堅田丘陵ではその前になお、60-70万年間に400m弱の沈降があった。先に述べた1983年の湖底ボーリングでは、その間に北湖の南部で約600mの沈降があったことが言える。

時代により上昇・沈降の場所は細分化し移動したが、比良山地の上昇と琵琶湖北湖の沈降とを合わせた垂直変移量を時間で割ることにより、最近40万-20万年間の垂直変動速度が求められる。

堅田丘陵の南庄粘土堆積時の比良山地は氷期・間氷期には、冷温帯林と暖温帯林とに交互に覆われたであろう。その間に粗粒物質の供給が顕著に認められないことは、山地の比高が100mとか200m程度のものであり、急峻でなかったと推測される。40万年前の山地の比高を200mと仮定すると、現在の高度との差は600mである。北湖盆の40万年間の沈降は275-300mである。それを合わせると、概数でいえば約900mといえる。年間約2mmの垂直変移速度が得られる。この速度が加速的なものか、波動的なものかの平均かは、より詳細な更新・完新統の解析を必要とする。

VII. 応 用 地 質

VII. 1 天 然 ガ ス

琵琶湖周辺の各地には古くから天然ガスの徴候が知られており、本図幅地域内では安曇川町、彦根市などに見られる。琵琶湖周辺の天然ガスは主として古琵琶湖層群の砂礫層中に賦存する水溶性ガスで、

安曇川町では深度 184-228m 間の砂礫層中のものでガス水比 0.27 を示し、北隣の「竹生島」図幅地域の
新旭町では深度 515-600m の砂礫層中のものでガス水比 0.18 を示している。

「竹生島」地域の今津町では、昭和 30 年代まで天然ガスが稼行されていたが、それ以外では一般にま
とまった量は望めず、一部の家庭用として小規模に利用されている程度である。かつて今津町では昭和
30 年代頃には深度 30-50m から 4-10m³/day のガス量を産出していた（金原ほか、1958）。

ガス組成については第 14 表に示した。

第14表 安曇川町とその付近の天然ガス成分表

場所 組成	安曇川町	新旭町	今津町	今津町
He	0.000	0.010	0.000	0.000
H ₂	tr.	0.003	0.003	0.001
O ₂	0.19	0.78	0.14	0.27
N ₂	10.25	16.32	30.55	25.87
CO ₂	5.40	1.97	1.73	1.45
CH ₄	83.89	80.62	67.04	71.96
Ar	0.27	0.30	0.53	0.45
Tot.	100.00	100.003	99.993	100.001

(地質調査所技術部化学課分析)

Ⅶ. 2 地 下 水

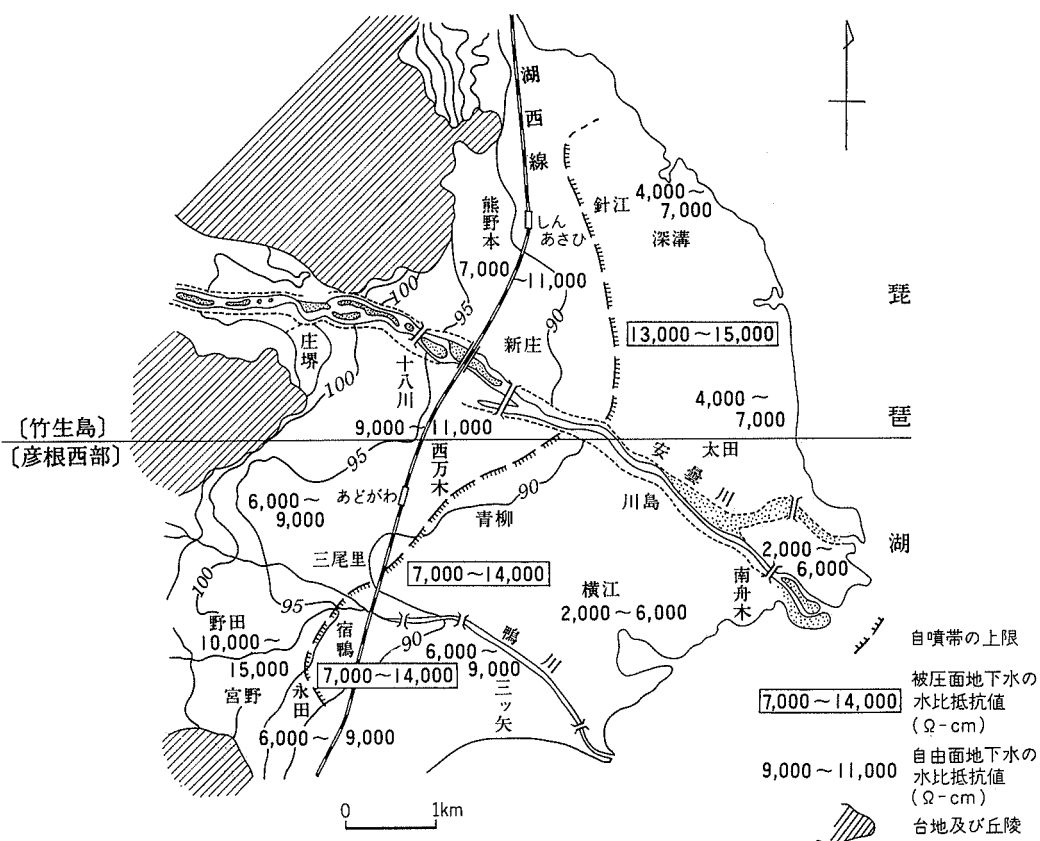
琵琶湖に注ぐ河川は湖西の安曇川、湖東の日野川、愛知川など流路延長が 40km 前後で、河川の勾配
も大きく、天井川をなし、三角州の著しい発達を促している。自由面地下水は河川の表流水の伏没によ
って涵養され、特に湖畔に顕著な分布が認められる。被圧面地下水は沖積層下の段丘礫層及び古琵琶湖
層群中に賦存し、湖岸一帯に自噴帯をつくっている（蔵田ほか、1959）。

Ⅶ. 2. 1. 安曇川地区

安曇川地区は安曇川及び鴨川の両河川により扇状地が形成され、その半径は約 6km、扇頂部の標高
100m、扇央部付近のそれは 90m で、以下扇端部に向かって緩傾斜を示す。末端の湖岸では標高 87m 前
後となり湖岸低地を形成している（第 55 図）。

Ⅶ. 2. 1. 1 自由面地下水

自由面地下水は扇状地上部において主として安曇川及び鴨川の表流水の伏没によって直接供給され、
湖岸に向かって活発に広範囲に流動し、特に限られた透水帯は形成されていない（岸ほか、1966）。扇
状地中部では湧水として地表に排出し、湖岸低地では流動が不活発になり停滞性の地下水になる。湧水
地帯及び扇状地の上において浅井戸で 1,500m³/day 程度の取得が見込まれる（岸ほか、1966）。



第55図 安曇川扇状地の地下水理 (岸ほか, 1966)
〔 〕内は5万分の1図幅名

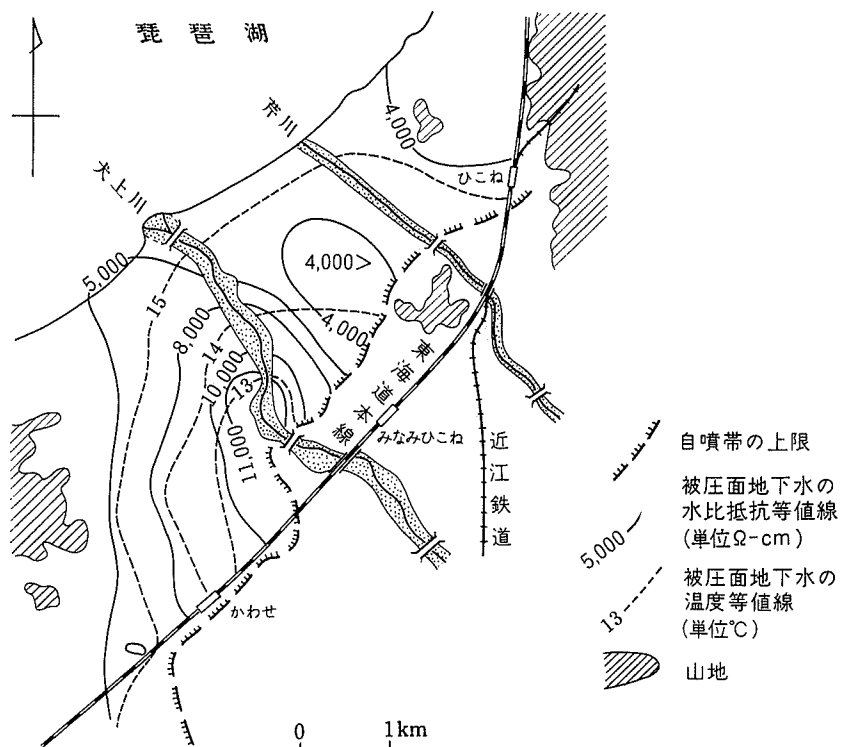
VII. 2. 1. 2 被圧面地下水

自噴井は扇状地中央部に幅2-3km, 長さ8kmの範囲に分布し, その上限はほぼ標高90m等高線付近を示す (第55図)。一般に扇状地北部では湖岸近くまで見られるのに対し, 南部では湖岸低地帯ではほとんど見られない (岸ほか, 1966)。自噴帯の帯水層は10m以浅, 13-16m, 20-24m, 28-32m, 36m及び54mの各深度に見られ, 10m以深に5層が存在し, そのうち, 20-24m及び28-32mの2層が有力な帯水層で, 水温14-17°Cを示す。扇状地上部では数10m以深の深井戸でも良質な地下水が得られるが, 中部では場所により鉄分が多くなり, 下部の湖岸低地帯では数10m以深の地下水は鉄分が多くなり一般に使用し得るものではない。自噴帯に賦存する深度50m以浅の地下水は1井当たり1,000m³/day程度の取得が見込まれる (岸田ほか, 1966)。

VII. 2. 2 彦根地区

彦根市南部には芹川, 犬上川, 宇曾川, 愛知川の4河川が, 北西に向かって琵琶湖に流入しており, 特に犬上川及び愛知川流域に豊富な地下水を供給している。

犬上川流域においては、地表面下10数mまで不透水層がかなり広範囲にわたって分布し、第56図に示すように大きな自噴帯を形成している。これに対して、芹川地域一帯は細粒の堆積物からなり、表流の伏没が乏しく、水量、水質とも期待できない。第56図に示した芹川と犬上川の間中部及び彦根市街地一帯の水比抵抗の低い地帯では、特に鉄分が多くなる傾向がある（蔵田ほか、1959）。



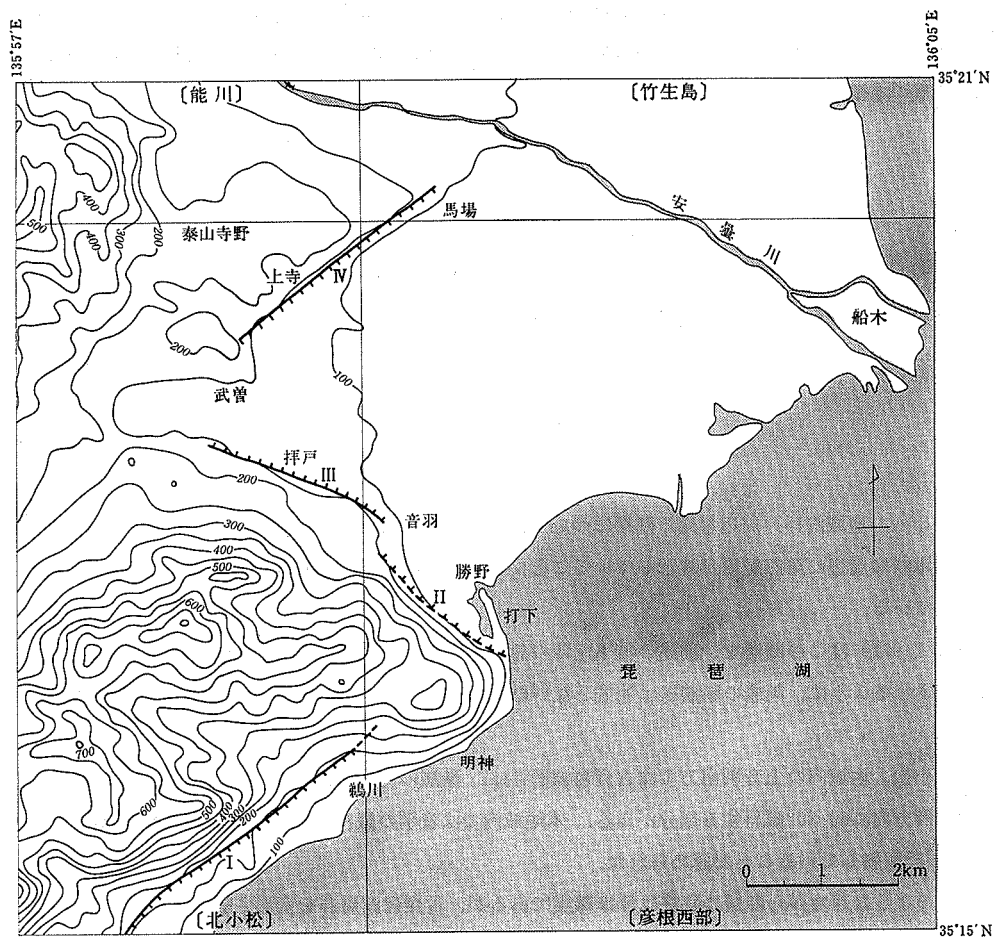
第56図 彦根地区の地下水理（蔵田ほか、1959）

したがって、犬上川左岸一帯に豊富な被圧面地下水が期待され、1,000-1,500m³/day程度の採水が見込まれる（池田ほか、1979）。

愛知川流域には、犬上川流域と同様に、地表面下10数mまで厚い不透水層がかなりの範囲に分布し、湖岸より5km付近まで自噴帯を形成し、自噴井の深度は約80mほどのものが多い。愛知川町では3,000-4,000m³/day程度の被圧面地下水の採水が見込まれる（池田ほか、1979）。

VIII. 活断層

第57図に本地域及びその周辺地域における活断層の分布を示す、これらの活断層はほとんどの場合、その主要部が隣接図幅地域内にあるが、以下にそれぞれの活断層の概要と、本地域内での特徴を記す(第57図).



第57図 「彦根西部」地域及び同周辺地域の活断層
 I : 比良断層, II : 打下南西の急崖, III : 拝戸断層, IV : 上寺断層
 [] 内は5万分の1図幅名

VIII. 1 比良断層 (藤田和夫, 1974 ; 活断層研究会, 1980)

比良山断層 (辻村, 1929), 比良東断層 (村井・金子, 1975) の一部. 本図幅南西の「京都東北部」内の堅田断層と共に琵琶湖の西岸を画し, 比良山地東縁の急崖を形成する断層. 主部は「北小松」地域

内にある。

断層は新鮮な断層崖地形として認められるのみであり、直接的な断層露頭は、断層線沿いの急崖部に発達する厚い扇状地堆積物や崖錐に覆われ、観察することはできない。また、扇状地面の形成時期が新しいためこれらを切る断層変位地形は認められない。直接の断層露頭は観察されないが、「北小松」地域内で本断層は西側の花崗岩類と東側に点在して露出する中・古生層との境界に位置している。

本地域内では本断層は鶴川から明神にかけて東北東—西南西に延長しているとも考えられる⁹⁾。しかし、鶴川以南では断層線は北東—南西方向が極めて直線的であること、及び鶴川以南で本断層が花崗岩類と中・古生層の境界に一致しているのに対し、鶴川—明神間には中・古生層は露出しておらず地質的にも断層の有無を判断できないことなどから第57図には図示しなかった。

VIII. 2 打^{うち}下^{おろし}南西の急崖

拝戸断層（後述）の東南延長部の急崖。断層露頭あるいは断層変位地形は観察されない。拝戸断層の延長部にあり、比良山地と沖積平野との地形境界に当たり新鮮な急崖地形を呈するため、活断層の可能性を完全には否定できないため、第57図に破線で示した。

VIII. 3 拝^{はい}戸^と断層

「北小松」地域内拝戸周辺を通る断層については、既に井上（1931）が指摘をしており、そのなかで井上は本断層周辺の第四紀層が変形していることから、その活動がごく最近の地質時代まで継続しているとしている。

東郷（1971）はこの断層を、前述の打下南西の急崖とともに、「拝戸断層」と呼んだ。しかし、第57図に示されるように、両者の断層線は連続しないので、ここでは拝戸から音羽までの部分を拝戸断層と呼ぶ。

「北小松」地域内の上音羽南方では古琵琶湖層群は、断層の走向とは斜交するが、北東—南西の走向で、北西方向に60–80°傾斜する部分がある。本地域内では音羽の嶽神社裏で同層が走向N20°W、北東方向に35°傾斜していることが認められた。

以上のような事実から断層の存在はほぼ確実であるが、古琵琶湖層群を変形させているという事のほかに断層の活動時期を示す証拠や変位量を知ることができない。したがって、現時点で本断層の活動度を評価することはできない。

VIII. 4 上寺断層（東郷，1971）

泰山寺野の台地と沖積平野を画する断層で、本地域の北西端をかすめる。

9) 活断層研究会（1980）p. 212

「北小松」地域内の上寺では古琵琶湖層群が本断層の走向とほぼ平行する走向で南東へ30-50°傾斜している。また、同地点では本断層の走向にほぼ平行する走向の小断層が認められる。更に、泰山寺野の台地に分布する段丘堆積物にも本断層の活動を示唆する変形が認められる。

東郷（1971）によれば、泰山寺野の台地を構成する古琵琶湖層群の上面の等高線は本断層の近くで断層の走向と平行し、南東に向かって急激に高度を減じる。

これらのことから本断層の存在と第四紀後期における活動は確実である。活動度に関して、東郷（1971）は「北小松」地域内の武曽の北方で泰山寺野面に10-15mの段差を認め、泰山寺野面の年代を20万年前と推定し、平均変位速度を0.07m/10³年と算出している。

文 献

ABE, E., KATSURA, K., NISHIMURA, S., KANARI, S. and HASHIMOTO, S. (1977) Distribution of gravity anomaly in Lake Biwa, Japan. (MS)

藤本秀弘（1979） 滋賀県の花崗岩類。滋賀県の自然，滋賀県自然保護財団，p. 205-227.

藤岡謙二郎（1954） 大中之湖の地形変遷と先史集落。立命館文学，111.

古谷正和（1979） 大阪周辺地域におけるウルム氷期以降の森林の変遷，第四紀研究，vol. 18, p. 121-142.

早瀬一一・石坂恭一（1967） Rb-Srによる地質年令（1），西南日本。岩鉱，vol. 58, p. 204-212.

林 隆夫（1974） 堅田丘陵の古琵琶湖層群。地質雑，vol. 80, p. 216-276.

広瀬正資（1934） 琵琶湖東南岸の地質。地球，vol. 21, p. 91-105.

堀江正治・石田志朗・西村 進・横山卓雄・太井子宏和（1981） 古琵琶湖層深層部堆積状況に関する研究。滋賀県天然ガス調査研究報告書，滋賀県，p. 16-57.

藤田和夫（1974） 50万分の1第四紀地殻変動図「近畿」。構造図3，地質調査所。

HUZITA, K., KISHIMOTO, Y. and SHIONO, K. (1973) Neotectonics and seismicity in the Kinki area, Southwest Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 16, p. 93-119.

市原 実・高谷好一（1965） 甲津畑植物遺体層の絶体年代。地球科学，no. 76, p. 41.

飯明義正（1980） 信楽高原西部の古地理学的研究—大福礫層により復元される鮮新世の河谷について—。地質雑，vol. 86, p. 741-753.

飯山敏春・岩生周一・遠藤六郎・金原均二・河囿学夫・神戸信和・斎藤正二・鈴木達夫・竹原平一・田中啓策・松沢 勲（1950） 50万分の1地質図幅「京都」。地質調査所。

池辺展生（1933） 琵琶湖西方の古琵琶湖層。地球，vol. 20, p. 241-260.

池田 碩・大橋 健・植村善博・吉越昭久（1979） 近江盆地の地形。滋賀県の自然，滋賀県自然保護財団，p. 1-112.

———・植村善博（1983） 八日市周辺の地形と地質。八日市史，古代，vol. 1, p. 14-70.

井上重一（1931） 滋賀県高島郡中部地質概報。地球，vol. 16, p. 409-420.

石田志朗（1983） 古地磁気と放射年代からみた大阪層群・古琵琶湖層群。日本の鮮新・更新統，地団

- 研專報, vol. 25, P. 13-29.
- 石田志朗・横山卓雄(1969) 近畿・東海地方の鮮新・更新統火山灰層序及び古地理・構造発達史を中心とした諸問題. 第四紀研究, vol. 8, p. 31-43.
- ISHIDA, S., MAENAKA, K. and YOKOYAMA, T. (1969) Paleomagnetic chronology of the Pilo-Pleistocene series in Kinki district, Japan. *Jour. Geol. Soci. Japan*, vol. 75, p. 183-197.
- and NAKAGAWA, Y. (1978) Preliminary report on geology of Aibano, northwest of Lake Biwa, Japan. in HORIE, S., ed., *Paleolimnology Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, vol. 6, p. 39-53.
- 鎌掛団研グループ(1972) 滋賀県蒲生郡鎌掛・駒月付近の古琵琶湖層群. 地質雑, vol. 78, p. 601-609.
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層一分布図と資料, 東大出版会, 363 p.
- 河田清雄(1969) 湖東(琵琶湖東部)で白亜紀末火山岩類の発見. 地質ニュース, no. 177, p. 11-15.
- ・三村弘二・須藤定久(1969) 琵琶湖東部の白亜紀火成活動. *MAGMA*, no. 6, p. 11-12.
- 川井直人・池辺展生・藤 則雄・中井信之(1978) 人類の現われた日. ブルーバックス, B-345, 講談社, 366 p.
- 河野義礼・植田良夫(1966) 本邦火成岩の K-A dating (V)——西南日本の花崗岩類. 岩鉱, vol. 56, p. 192-211.
- 川崎文男・中野聰志(1982) 瓶割山の湖東流紋岩類. 滋賀大紀要, 自然科学, no. 32, p. 59-66.
- 金原均二・本島公司・石和田靖章(1958) 本邦のガス田・天然ガス——調査と資源. 朝倉書店, 東京, p. 313-314.
- 岸 和男・菅野敏夫(1966) 滋賀県安曇川扇状地の地下水. 地調月報, vol. 17, p. 683-694.
- 古琵琶湖団体研究グループ(1977) 水口丘陵の古琵琶湖層群. 地球科学, no. 31, p. 115-129.
- (1980) 瀬田・石部地域の古琵琶湖層群. 地球科学 35(1), 26-40.
- 国土地理院(1964) 1万分の1湖沼図 琵琶湖, 第6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16及び17図.
- 小谷 昌(1971) 琵琶湖の湖底地形およびその環境, 琵琶湖国定公園学術調査報告書, 琵琶湖国定公園学術調査団, p. 125-175.
- 蔵田延男・村下敏夫・森 和雄・武居由之・岸 和男(1959) 滋賀県湖東および湖南地域工業用水資源調査報告—淀川水系調査第5報—. 地調月報, vol. 10, p. 871-884.
- 町田 洋・新井房夫(1976) 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義—. 科学, vol. 46, p. 339-347.
- MAEDA, Y. (1976) Palynological study of the forest history in the area of Osaka Bay since 14,000 BP. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 20, p. 59-92.
- 前田保夫(1982) 縄文の海と森. 蒼樹書房, 東京, 238 p.
- 深泥ヶ池団体研究グループ(1976) 深泥ヶ池の研究(1). 地球科学, no. 30, p. 12-18.
- (1976) 深泥ヶ池の研究(2). 地球科学, no. 30, p. 122-140.

- 三村弘二 (1975) 湖東流紋岩の火成活動—主岩体北部地域の地質. 日本地質学会第82年大会, 演旨, p. 199.
- ・河田清雄 (1970) 湖東流紋岩類. 地質雑, vol. 76, p. 110.
- 宮村 学・三村弘二・横山卓雄 (1976) 彦根東部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 49 p.
- 水山高幸・池田 碩・大橋 健 (1975) 湖東三山および周辺地域の地形. 湖東三山地域学術調査報告書, 滋賀県,
- ・———・——— (1975) 近江盆地琵琶湖周辺の地形. 建設省近畿地方建設局.
- 村井 勇・金子史朗 (1975) 琵琶湖周辺の活断層. 地震研彙報, vol. 50, p. 93-108.
- 中堀謙二 (1981) 深泥ヶ池の花粉分析・深泥ヶ池の自然と人. 深泥ヶ池学術調査報告書, p. 163-180.
- 中野聰志 (1980) 湖東和田山産流紋岩質溶結凝灰岩中のアルカリ長石—特に Perthite 組織について— . 滋賀大紀要, 自然科学, no 30, p. 36-46.
- 那須孝悌 (1981) 深泥ヶ池の地史・深泥ヶ池の自然と人. 深泥ヶ池学術調査報告書, p. 11-34.
- NISHIDA, J., HASHIMOTO, S. and NISHIMURA, S. (1978) A preliminary report of the gravity survey around Lake Biwa, Shiga Prefecture, Japan. *in* HORIE, S., *ed.*, *Paleolimnology Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, vol. 6, p. 115-145.
- , SASAJIMA, S. and ABE, E. (1978) An estimation of the sediment thickness in Lake Biwa as deduced from Bouguer Gravity anomalies. *ibid.*, vol. 6, p. 146-159.
- 西川一雄・西堀 剛・小早川 隆・但馬達雄・辻 一信・佐藤義成 (1979) 湖東流紋岩類. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, p. 229-244.
- ・———・———・———・横山卓雄 (1979) 時代未詳の新第三紀礫層—鈴鹿山脈高所及び山麓に分布する先古琵琶湖層群と考えられる礫層について. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, p. 301-308.
- ・———・———・———・上嶋正人・三村弘二・片田正人 (1983) 湖東流紋岩およびその火成活動について. 岩鉱, vol. 78, p. 51-64.
- 西村 進 (1979) 滋賀県の重力測定. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, p. 469-478.
- NISHIMURA, S., NISHIDA, J., HASHIMOTO, S. and IKEDA, T. (1976) Preliminary report of the gravity survey in the district of the southern part of Shiga Prefecture, Japan. *in* HORIE, S., *ed.*, *Paleolimnology Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, vol. 4, p. 125-143.
- , NISHIDA, J., HASHIMOTO, S., TAMADA, S. and IKEDA, T. (1977) Preliminary Report of Gravity Survey in the District of the Western Part of Shiga Prefecture, Japan. *ibid.*, vol. 5, p. 107-123.
- SASAJIMA, S. (1979) The Katata Fault, an active fault as deduced from the southwestern area of Lake Biwa. *ibid.*, vol. 7, p. 125-143.
- SEKI, T. (1978) Rb-Sr geochronology and petrogenesis of the late Mesozoic igneous rocks

- in the Inner Zone of the southwestern part of Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. Geol. Miner.*, vol. 45, p. 71-110.
- 滋賀県 (1981) 5万分の1表層地質図「彦根西部」. 土地分類基本調査, p. 59.
- 滋賀自然環境研究会 (1979) 滋賀県の自然 地形地質編. 滋賀県自然保護財団, 541 p.
- 繁沢和夫 (1973) 琵琶湖湖底堆積物の化学組成. 九十九地学, no. 8, p. 32-35.
- SHIGEZAWA, K. (1976) Chemical analysis of the sediments from Lake Biwa. in HORIE, S., ed., *Paleolimnology Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, vol. 4, p. 423-428.
- SUWA, K., MATSUZAWA, I., IIDA, C. and YAMAZAKI, K. (1958) Mineralogical and geochemical studies on the weathering of a quartz porphyry. *Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 6, p. 75-100.
- TAKAYA, Y. (1963) Stratigraphy of the Paleo-Biwa Group and the paleogeography of Lake Biwa with special reference the endemic species in Lake Biwa. *Mem. Coll. Sri., Univ. Kyoto, Ser. B.* vol. 30, p. 81-119.
- 高谷好一・西田一彦 (1964) ビワ湖東岸の地質と地下水の流出機構について. 地球科学, no. 74, p. 33-39.
- 田村幹夫・松岡長一郎・横山卓雄 (1977) 滋賀県水口町北方丘陵の古琵琶湖層の層序について. 地質雑, vol. 83, p. 749-762.
- 田中啓策・山田直利・坂本 亨・吉田史郎・宮村 学 (1982) 50万分の1地質図幅「京都」(第4版). 地質調査所.
- 東郷正美 (1971) 饗庭野台地の変形について. 地理評, vol. 44, p. 194-200.
- 辻村太郎 (1929) 日本地形誌. 古今書院, 東京, 455 p.
- 植村善博・横山卓雄 (1983) 琵琶湖の自然—地形と地層・地質—. 琵琶湖編集委員会編, 琵琶湖その自然と社会, p. 39-52.
- 上野益三 (1971) 琵琶湖研究史略. 琵琶湖国定公園学術調査報告書, 琵琶湖国定公園学術調査団, p. 483-490.
- ・堀江正治 (1955) 曾根沼の湖盆形態ならびにその受水区域. 陸水雑, vol. 17, p. 100-107.
- 安田喜憲 (1978) 大阪府河内平野における過去一万三千年間の植生変遷と古地理. 第四紀研究, vol. 16, p. 211-229.
- (1980) 環境考古学事始. NHKブックス, 270 p.
- YOKOYAMA, T. (1969) Tephrochronology and paleogeography of the Pilo-Pleistocene in the eastern Setouchi Geologic Province, southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. Miner.*, vol. 36 (1), p. 19-85.
- (1979) Tectonic development of the Nanko Basin, southern part of Lake Biwa, Central Japan. in HORIE, S., ed., *Paleolimnology Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, vol. 7, p. 115-134.
- 横山卓雄 (1983) 琵琶湖の自然—琵琶湖の生い立ち—. 琵琶湖編集委員会編, 琵琶湖その自然と社会,

p. 26-38.

横山卓雄・松岡長一郎・那須孝悌・田村幹夫 (1968) 古琵琶湖層群下部 特に佐山累層について—
近畿地方の新期新生代層の研究, その9. 地質雑, vol. 74, p. 327-341.

—————・—————・田村幹夫・雨森 清 (1979) 古琵琶湖層群. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財
団, p. 309-389.

YOKOYAMA, T. and HORIE, S. (1974) Lithofacies of a 200 m - core sample from Lake Biwa.
in HORIE, S., ed., *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, vol. 3, p.
114-137.

—————, DANHARA, T., KOBATA, Y. and NISHIMURA, S. (1977) Fission-track ages of volcanic
ashes of core samples of Lake Biwa and the Kobiwako Group. *ibid.*, vol. 5, p. 44-53.

—————, NAKAGAWA, Y., TEKEMURA K., MORI, S., MAKINOCHI, T., HAYASHIDA, A., IIDA, Y. and
MATSUOKA, K. (1979) Stratigraphy of the Takashima Formation of the Plio-Pleisto-
cene Kobiwako Group, Japan. *ibid.*, vol. 7, p. 100-114.

横山卓雄・中川要之助・竹村恵二・林田 明 (1980) 琵琶湖深層試錐からみた中期更新世. 第四紀研
究, vol. 19. p. 185-201.

—————・竹村恵二・堀江正治 (1983) 琵琶湖深層掘削で得られた地質柱状試料について. 日本第四
紀学会講演要旨集, 13, p. 53-54.

YOSHIZAWA, H., ISHIZAKA, K. and KAWAHARA, M. (1965) Geology and petrography of the Hira
Granite, and mutual relations between granites in the northeastern Kinki district,
Japan. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. B*, vol. 31, p. 279-289.

湖底ボーリングに関する文献

堀江正治が推進した, 琵琶湖底ボーリングに関係した文献をここに掲載する.

藤 則雄 (1973) びわ湖底堆積物の古生物学的研究 I—花粉学的研究. 陸水雑, vol. 34, p. 97-102.

FUJI, N. (1976a) Palaeoclimatic and palaeovegetational changes around Lake Biwa, Central
Japan during the past 100,000 years. *in* HORIE, S., ed., *Paleolimnology of Lake Biwa
and the Japanese Pleistocene*, vol. 4, p. 316-356.

————— (1976b) Palynological investigation on a 200-meter core samples from Lake Biwa
in Central Japan. *ibid.*, vol. 4, p. 357-421.

————— (1978) Palaeovegetational and palaeoclimatic changes around Lake Biwa, Central
Japan, during the past 100,000 - 270,000 years. *ibid.*, vol. 6, p. 235-262.

————— and HORIE, S. (1972) Palynological study on 200 meters core sample of Lake Biwa
in Japan. *Proc. Japan Acad.*, vol. 48, p. 500-504.

————— and ————— (1977) Palynological study of a 200 - meter core sample from Lake
Biwa, Central Japan. I : Palaeoclimate during the last 600,000 years. *Proc. Japan*

Acad., vol. 53, p. 139-142.

堀江正治・三田村緒佐武・金成誠一・三宅秀男・藤 則雄 (1971) 琵琶湖底堆積物の古陸水学的研究.

京大防災研年報, vol. 14B, p. 745-762.

門田定美 (1973) びわ湖底堆積物の古生物学的研究Ⅰ—微化石分析学的研究. 陸水雑, vol. 34, p. 103-110.

KAWAI, N., YASKAWA, K., NAKAJIMA, T., TORII, M. and HORIE, S. (1972) Oscillating geomagnetic field with a recurring reversal discovered from Lake Biwa. *Proc. Japan Acad.*, vol. 48, p. 186-190.

———, ———, ———, ——— and NATSUHARA, N. (1975) Voice of geomagnetism from Lake Biwa, in HORIE, S., ed., *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, vol. 3, p. 143-160.

MORI, S. (1975) Vertical distribution of diatoms in core samples from Lake Biwa. *ibid.*, vol. 3, p. 268-391.

中井信之 (1973) びわ湖堆積物の炭素同位体組成と古環境. 陸水雑, vol. 34, p. 89-96.

NAKAJIMA, T., YASKAWA, K., NATUHARA, N., KAWAI, N. and HORIE, S. (1973) Very short period geomagnetic excursion 18,000 yr. BP. *Nature Phys. Sci.*, no. 244, p. 8-10.

NISHIMURA, S. and YOKOYAMA, T. (1973) Fission-track ages of volcanic ashes in 200 m core sample of Lake Biwa, Japan. *Proc. Japan Acad.*, vol. 49, p. 615-618.

——— and ——— (1974) Fission-track ages of volcanic ashes of core samples of Lake Biwa and the Kobiwako Group. in HORIE, S., ed., *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, vol. 2, p. 38-46.

——— and ——— (1975) Fission-track ages of volcanic ashes of core samples of Lake Biwa and the Kobiwako Group (2). *ibid.*, vol. 3, p. 138-142.

TAKEMURA, K., NISHIMURA, S., DANHARA, T. and YOKOYAMA, T. (1976) Properties and Fission-track age of volcanic ashes in the 1,000 m core sample of Lake Biwa with special reference to correlation by tephra among the 1,000 m and 200 m boring core samples of Lake Biwa and the Kobiwako Group. *ibid.*, vol. 4, p. 79-95.

———, IIDA, Y. and YOKOYAMA, T. (1979) Mineral composition and origin of sand grains in the 1,000 m core samples and at the coast and rivers around Lake Biwa. *ibid.*, vol. 7, p. 78-79.

鳥居雅之・渋谷秀敏・林田 明・桂 郁雄・吉田彰二・田上高広・乙藤洋一郎・笹嶋貞雄 (1983) 琵琶湖湖底ボーリングコアの古地磁気. 日本地球電気磁気学会第74回講演予稿集, p. 162.

UYEDA, S., WATANABE, T., MIZUSHIMA, N., YASUI, M. and HORIE, S. (1973) Terrestrial heat flow in Lake Biwa, Central Japan. Preliminary report. *Proc. Japan Acad.*, vol. 49, p. 341-346.

山本淳之・金成誠一・福尾義昭 (1973) びわ湖底堆積物の粒度と圧密について. 陸水雑, vol. 34, p.

63-88.

安川克己 (1973) 湖底堆積物磁化測定の意義. 陸水雑. vol. 34, p. 55-62.

YASKAWA, K., NAKAJIMA, T., KAWAI, N., TORII, M., NATSUHARA, N. and HORIE, S. (1973)

Palaeomagnetism of a core from Lake Biwa (I). *Jour. Geomag. Geoelectr.* vol. 25, p. 447-474.

横山卓雄 (1973) びわ湖周辺の第四系とびわ湖ボーリングサンプルの観察結果についておよび火山灰分析結果. 陸水雑, vol. 34, p. 111-118.

YOKOYAMA, T. (1975) Plio-Pleistocene Kobiwako Group on the west coast of Lake Biwa with special reference to correlation to the 200 m core sample of Lake Biwa by tephra. in HORIE, S., ed., *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, vol. 3, p. 114-137.

———, HORIE, S., FUJI, N., HANDA, N., KANARI, S., YAMAMOTO, A. and YASKAWA, K. (1975) Comments on columns of the 200 m - long core sediments from Lake Biwa and mutual relations of the samples used for various analyses. *ibid.*, vol. 3, p. 81-93.

———, ISHIDA, S., DANHARA, T., HASHIMOTO, S., HAYASHI, T., HAYASHIDA, A., NAKACAWA, Y., NAKAJIMA, T., NATSUHARA, N., NISHIDA, J., OTOFUJI, Y., SAKAMOTO, M., TAKEMURA, K., TANAKA, N., TORII, M., YAMADA, K., YOSHIKAWA, S. and HORIE, S. (1976) Lithofacies of the 1,000 m core samples on the east coast of Lake Biwa, Japan. *ibid.*, vol. 4, p. 52-66.

——— and TAKEMURA, K. (1983) Geologic Column obtained by the Deep Drilling from the Bottom Surface of Lake Biwa, Japan. *IPP-CCE* (international Project on Paleolimnology and Late Cenozoic Climate), *Newsletter*, no. 3 (Horie, S. ed.), p. 21-23.

YOSHIKAWA, S. (1981) Volcanic glass in the 200 m core sample from Lake Biwa, Preliminary report, in HORIE, S., ed., *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, vol. 9, p. 35-49.

なお、ここに掲げた以外の多くの報告は次の冊子にあるので参照されたい。

HORIE, S. (ed.): *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese*, vol. 1 (1973)-vol. 10 (1981)

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kyōto (11) No. 17**GEOLOGY****OF THE****HIKONE-SEIBU DISTRICT**

By

Shiro ISHIDA, Kiyoo KAWADA and Manabu MIYAMURA

(Written in 1983)

(Abstract)**GEOLOGY**

The Hikone-seibu District is situated in and around the central part of Lake Biwa. Geologically, it lies in the Mino-Tamba Belt which is composed of Mesozoic-Paleozoic sedimentary rocks in the Inner Side of Southwest Japan. These older sedimentary rocks constitute the basement of the overlying Cenozoic sediments, and do not appear on land in this district.

Water level of Lake Biwa is 84.4 m above sea level and the maximum depth of 103.4 m is located in the northwestern corner of this district, off the mouth of the Ado River. Around the coastal area of Lake Biwa, lowland of alluvial fan and flood plain is developed. In the northwest of the Takashima lowland, the northwestern part of this district, the alluvial fan is elevated to form the higher terrace, and is called the Taisanjino and Aibano uplands. In the southeastern part of this district is the Kotō lowland of flood plain.

The Hira Mountains are composed of granitic rocks, and located to the west of the above two uplands. Protruded small masses form "Inselberg", as islets or hills in and around Lake Biwa and the Kotō Plain. The masses consist of the Kotō Ryolites and

Table 1

Age		Geological System	Remarks	
Cenozoic	Quaternary	Alluvium { Beach ridge - Deltaic plain deposits Backmarsh - Flood plain deposits Natural Levee-River bed deposits Older beach ridge deposits Alluvial fan deposits Talus - colluvial deposits		
			Holocene	
	Neogene	Pleistocene	Takashima Formation (higher terrace deposits)	Lake Biwa
		Pliocene	Kobiwako Group*	Lake Paleo-Biwa in Recent Basin
		Miocene	Undifferentiated older gravels*	"Lake Biwa" Mountainland
Paleogene	Hira Granite Granodiorite porphyry	Plutonism		
Mesozoic	Cretaceous	Late	Kotō Rhyolites	Volcanism
		Early		
	Jurassic	Mesozoic - Paleozoic erathem* (Mino-Tamba Zone)	Geosyncline	
	Triassic			
Paleozoic	Permian			

* no outcrops in this area

granitic rocks which are correlated to the Late Cretaceous-Paleogene Felsic Igneous Rocks in the Inner Side of Southwest Japan.

The main mass of the Kotō Rhyolites is distributed along the western margin of the Suzuka Mountain Range to the southeast of this district, that is the Gozaisho-yama District.

The Kotō Rhyolites crop out sporadically in this district. When the assumed area where the rhyolites were eroded out and the area where the rhyolites are intruded and now occupied by granite or covered by younger sediments are taken into account, the restored total areas would become as large as 1,600 km² or more, reaching about 2 times

the size of Lake Biwa.

Judging from the presence of some boulders of the Kotō Rhyolites in the Neogene sediments around Imazu Town to the north of this district, the Kotō Rhyolites are spread elongated in the NNW-SSE direction, measuring 60 km × 25 km.

After the eruption of the Kotō Rhyolites, granodiorite porphyry and granite were intruded mostly in a form of stock or dike.

From Neogene to Quaternary Period there is no evidence of igneous activity in the mapped district.

The geological succession in this district is summarized in Table 1.

Bouguer anomaly of gravity of this district is given by ABE *et al.* and shown on the geological map. It can be related to the subsurface topography of the basement and the tectonic movements.

Kotō Rhyolites

The Kotō Rhyolites consist mainly of rhyolite and rhyodacite welded tuffs and contain a small amount of clastic sedimentary rocks. In the district, the Koto Rhyolites are divided into eight units.

Miyagahama Welded Tuff, Okinoshima Welded Tuff, Azuchi Welded Tuff, Anrakuji Member, Wada Welded Tuff, Okushimayama Welded Tuff, Kinugasayama Welded Tuff and Kōjinyama Welded Tuff.

The principal crystals are quartz, plagioclase, potassium feldspar, biotite, hornblende, clinopyroxene and orthopyroxene. All of the ferromagnesian minerals are commonly altered to chlorite and clay minerals. On the other hand, the glass in the matrix is partly devitrified to produce quartz and other felsic minerals.

In a rare case, unaltered ferromagnesian minerals were found in the Miyagahama Welded Tuff, and identified as hypersthene and augite by the electron probe micro-analyzer.

K-Ar ages on the whole rock of the Kotō Rhyolites are about $60-63 \pm 3.0$ Ma.

Granodiorite porphyry

The granodiorite porphyry is exposed in two places, intruded into the Kotō Rhyolites. The larger one in the mapped district is distributed along the east coast of Lake Biwa, and the smaller one is in Okino-shima Island. In both areas the granodiorite porphyry gave thermal metamorphism upon the Kotō Rhyolites. The granodiorite porphyry is light gray or light bluish gray in color when fresh. The rock has a conspicuous porphyritic texture and contains large phenocrysts of potassium feldspar and plagioclase attaining 2 cm in length. Main phenocryst minerals are quartz, potassium feldspar, plagioclase, biotite and hornblende. Groundmass is holocrystalline and microgranitic in texture and is composed of quartz, alkali feldspar and plagioclase.

Granite

The granite is exposed in three places, west coast of Lake Biwa, around the coastal area of Miyagahama and the Take-shims Island in Lake Biwa. The granite of west coast of Lake Biwa is the northeastern margin of the Hira Granite, whose major facies is coarse-to medium-grained biotite granite, accompanied by fine-grained biotite granite and

porphyritic biotite granite as a minor facies. K-Ar age of biotite granite in the main part of the granite shows 64 Ma, and Rb-Sr age of biotite in the granite shows 78 Ma, respectively.

The Take-shima Island consists mainly of coarse-to medium-grained biotite granite, which includes metamorphosed rhyolite tuff as a xenoblock of this granite. Andalusite, muscovite and biotite are recognized in the metamorphosed rhyolite tuff. The granite around the coastal area of Miyagahama is intruded into the Kotō Rhyolites and the contact aureole is considerably extensive. The rock is fine to medium-grained biotite granite.

Cenozoic strata

The Cenozoic strata in this district consist mainly of the Alluvium and lake deposits, and partly of the higher terrace deposits (Takashima Formation) at the northwestern margin. The Undifferentiated Older Gravels and the Kobiwako Group in the surrounding hills are buried deeply under the recent lake deposits and are concealed in the lowlands in this district.

Undifferentiated Older Gravels

Weathered gravel bed occurs in the Taisanjino and Aibano Uplands, the southern hills, and the eastern mountains, but outside of this district. It consists mainly of cobbles of chert, sandstone, shale and rhyolite. Rhyolite boulders larger than 1 m across suggest that the high mountains of the Kotō Rhyolites had existed in the northern part of Lake Biwa, during late Miocene to early Pliocene.

Kobiwako Group

The Pliocene-Pleistocene Kobiwako Group is lacustrine and fluvial in origin, and is composed of gravels, sands and muds with peat and volcanic ash layers. Its total thickness is estimated at 2,000 m. The Kobiwako Group of the Kotō sedimentary basin to the south of this district is mostly Pliocene in age. The upper part of the group composed mainly of cobble and pebble of chert, is the lowest Pleistocene, and is exposed in the northern part of the basin, dipping to the north. However, at the western foot of the Suzuka Mountains, to the southeast of the Hikone-seibu District, it dips westward and is deeply buried under the Kotō plain of this district.

The Kobiwako Group in the Konan sedimentary basin, to the south of this district is the late Pliocene to early Pleistocene in age. It dips to north-northwest. In the Kosei, to the west of Lake Biwa, there is the lower to middle Pleistocene Kobiwako Group, which subcrops also under the bottom of Lake Biwa.

Takashima Formation

The Takashima Formation consists of gravels intercalating clays, peat seams and volcanic ash layers. It forms higher terrace of the Aibano and the Taisanjino uplands, 100 m in relative height above the Alluvial plain.

Alluvium

The Alluvium is divided into the following six deposits from lithology and topography; Talus-Colluvium, Alluvial fan, Former beach ridge, Natural levee-River bed, Flood-plain Backmarsh, and Beach ridge-Deltaic deposits.

Subsurface geology

In the Kotō plain area the subsurface sediments consist of the Alluvium, the middle to upper Pleistocene and the Kobiwako Group in descending order. The Aira(AT) volcanic ash layer was found in the Middle Mud Bed and 5-17 m in depth from the surface, referred to as 22,000 years old. The core, 9m long, drilled at Sonenuma Swamp consists mainly of peat and peaty mud, of 11,900+ 130 years BP in ¹⁴C age. The Akahoya(Ah) volcanic ash layer was found in the Middle Mud Bed and 5-17 m in depth from the surface, referred to as 22,000 years old. The core, 9m long, drilled at Sonenuma Swamp consists mainly of peat and peaty mud, of 11,900+130 years BP in ¹⁴c age. The Akahoya(Ah) volcanic ash layer 6,300 years BP in age, was found at 625-650 cm in depth. The pollen diagrams of the core show floral change during about recent 12,000 years.

In Lake Biwa of the southwestern part of this district, two boring cores have been obtained by the research group of Kyoto University. The first core, is 200 m long, consists wholly of clay with 30 volcanic ash seams during about 0.5 Ma. The Paleomagnetic reversed events, A-E, were reported. A and B were correlated to the Laschamp and the Blake, respectively. C and D were named Biwa I and II.

The second drill is 1,422.5 m long. The Cenozoic sediments are totally about 900 m thick, and ascertained strata are, in ascending order, the Undifferentiated Older Gravel, the pebble bed, the alternation of clay and sand, the sand and silt bed with gravels, the gravel bed, and the clay bed. The Brunhes/Matuyama boundary of the Paleomagnetic Chronology is located at 469 m in depth, and the Jaramillo event is at 603-639 m. But the Olduvai event can not be found until 804 m deep.

ECONOMIC GEOLOGY

Natural Gas

Natural gas dissolved water is known to widely exist in the lowland around Lake Biwa and is in the Adogawa area in this district. The water is reserved in the Kobiwako Group. The ratio of gas and water is about 0.27 in the Adogawa, and is about 0.18 in Shin-asahi which is situated to the north of the Ado River. But the natural gas has not been used except for private purpose, because of its poor value.

Ground Water

Ground water is abundant in the lowland around Lake Biwa, and locally flows as artesian water. The artesian water is generally confined in the Kobiwako Group and the terrace deposits, both of which are buried under the Alluvium.

In the Adogawa area of the northwestern part of this district water-bearing strata are estimated to yield about 1,000m³/ day of the artesian water . in a well. In the area, upper and middle part of the alluvial fan yields about 1,500m³/day of free water.

In the Hikone area of the eastern part of this district, the artesian water yields about 1,000-1,500m³/day in the southern side of the Inugami River, and about 3,000-4,000m³/day in the Echi River, and the water is used for industry.

ACTIVE FAULTS

In and around the western part of this district four faults have been studied in terms of activity in the late Quaternary period.

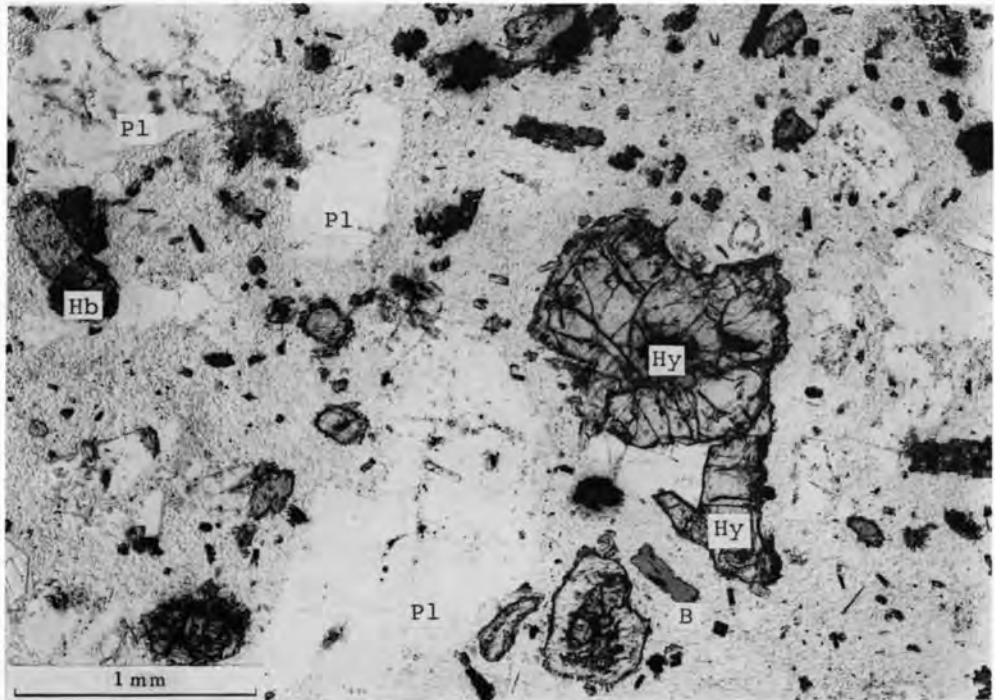
The Hira Fault separates granitic rocks on the west from Mesozoic-Paleozoic sedimentary rocks on the east. The presence of fresh and steep scarp along this fault suggests that the movement has occurred in the late Quaternary period, however, any fault plane or sheared zone has not been observed due to covering of thick debris and young fan deposits.

The Haido Fault and the Kamidera Fault are inferred to be active faults, judging from topographic features and deformation of the Takashima Formation along the faults.

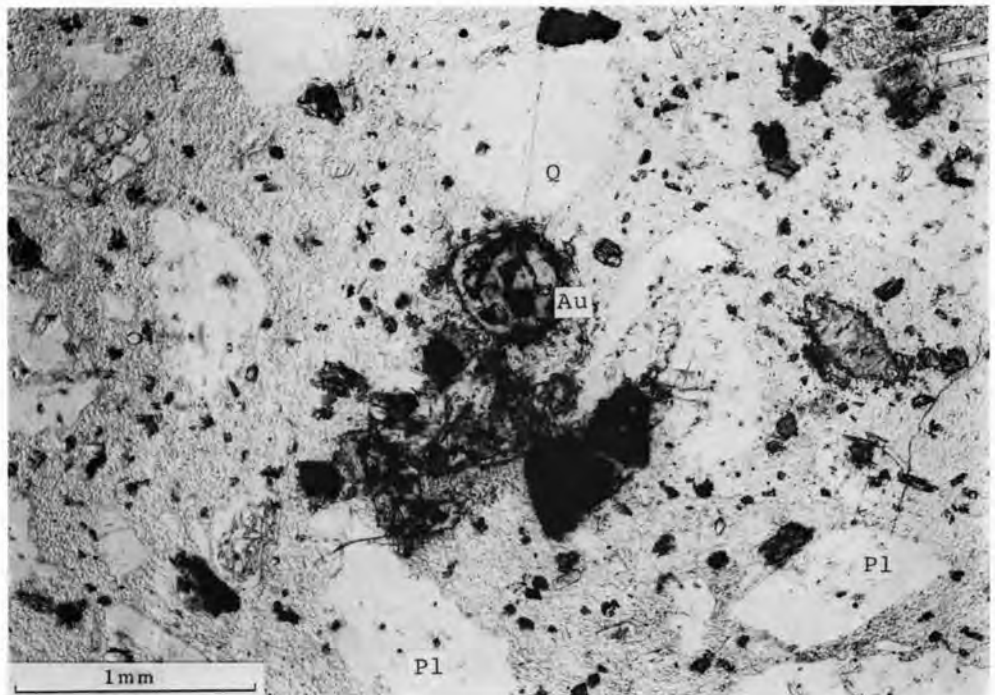
The scarp at the southwest of Uchioroshi may be considered as an active fault, but no other evidences than its fresh and steep scarp can be seen.

第 I 図版—第 X 図版の記号説明

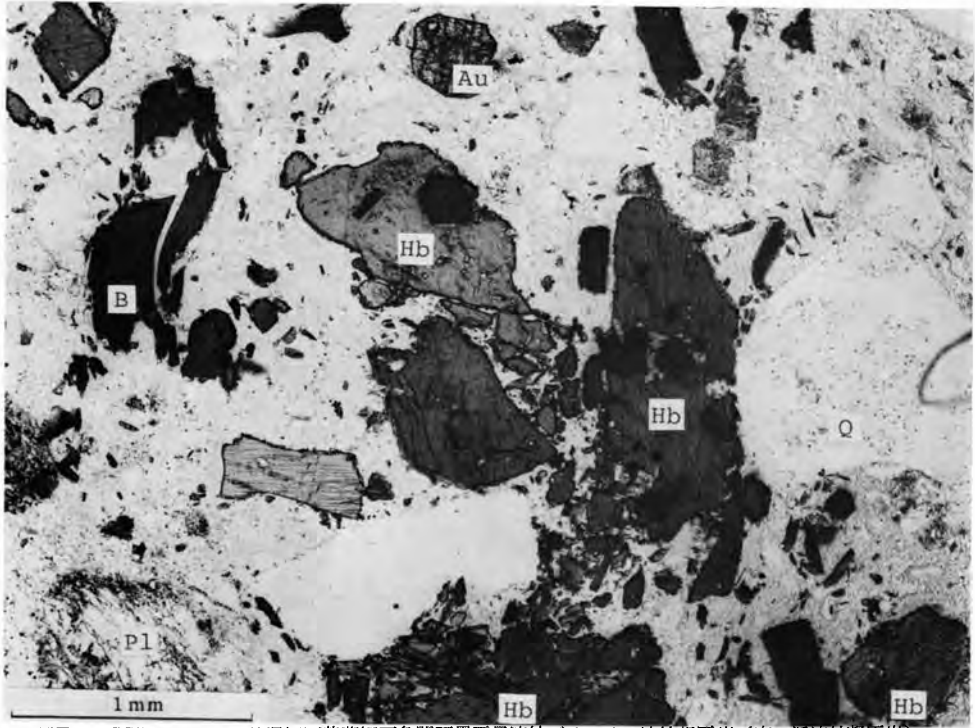
B : 黒雲母, Hb : 角閃石, O : かんらん石, Pl : 斜長石, Hy : 紫蘇輝石, Au : 普通輝石, Py : 輝石,
Q : 石英, K : カリ長石, Ad : 紅柱石, Pu : 軽石



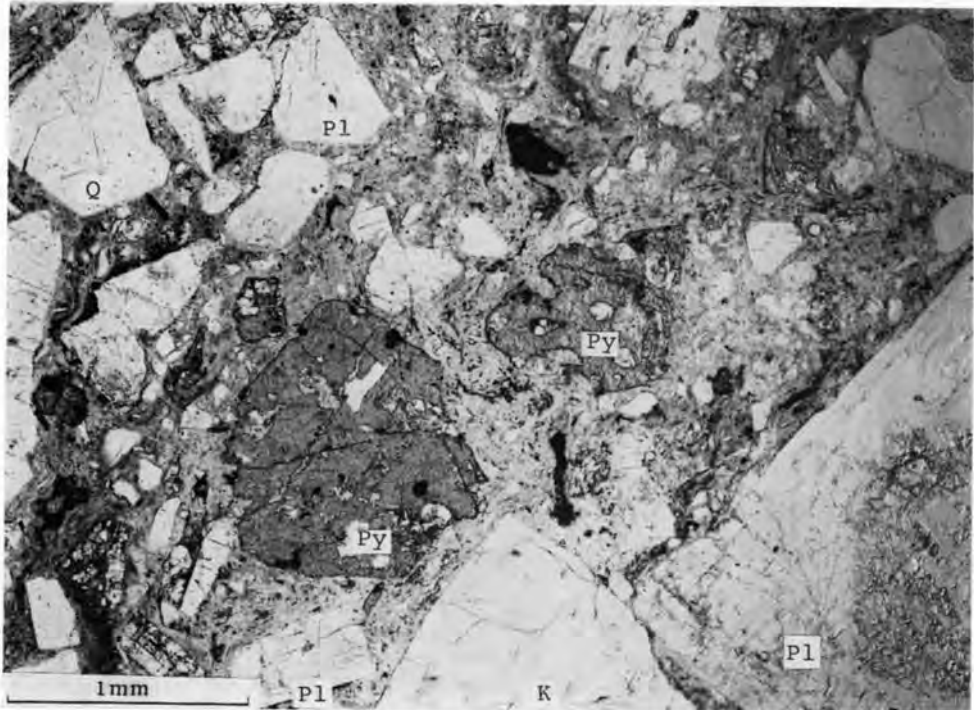
1 KT122 GSJ R 25926 普通輝石紫蘇輝石角閃石黒雲母流紋デイサイト溶結凝灰岩（宮ヶ浜溶結凝灰岩）



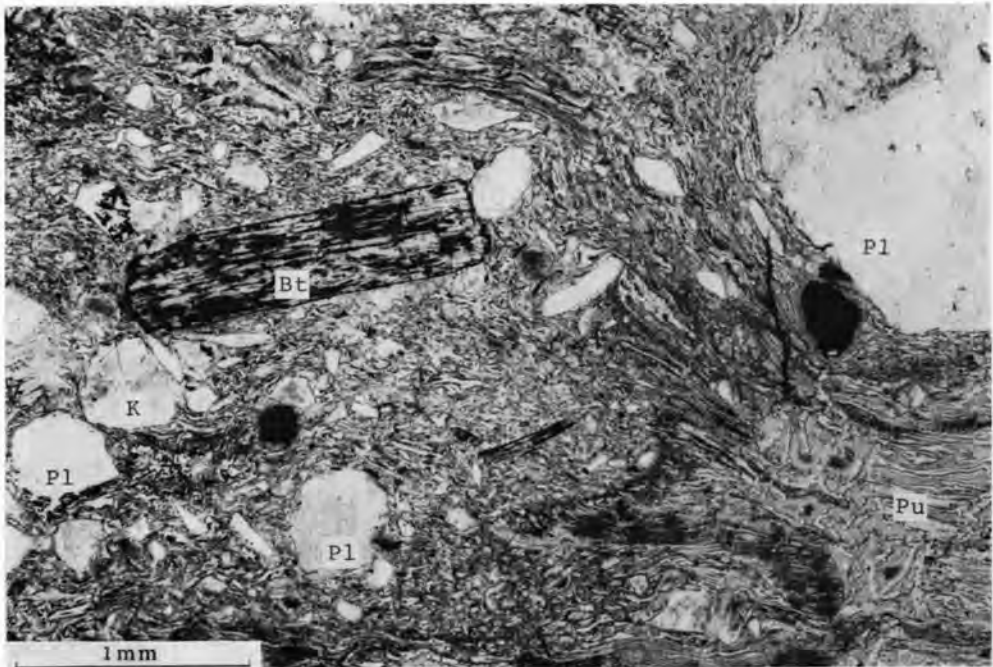
2 普通輝石紫蘇輝石角閃石黒雲母流紋デイサイト溶結凝灰岩（宮ヶ浜溶結凝灰岩）
斜方輝石は紫蘇輝石—鉄紫蘇輝石の組成をもつ。結晶の外縁に淡緑色角閃石の反応縁が見られる。単斜輝石は普通輝石である。ほかに黒雲母と角閃石が見られる。基質は熱変成作用により再結晶している。（1.2ともに下方ポーラのみ）



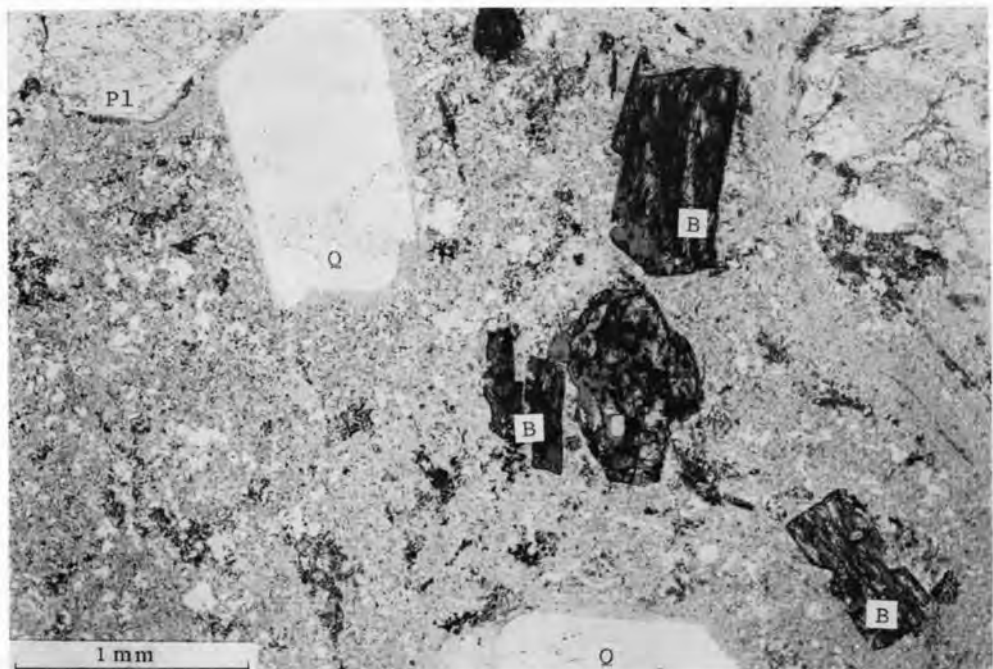
1 KT80 GSJ R 25897 普通輝石紫蘇輝石角閃石黒雲母流紋デイサイト溶結凝灰岩（宮ヶ浜溶結凝灰岩）
普通輝石のほか緑色普通角閃石と黒雲母が多量に含まれる。



2 KT99 GSJ R 25898 黒雲母角閃石輝石流紋デイサイト溶結凝灰岩（沖島溶結凝灰岩）
輝石の仮像と思われる苦鉄質鉱物が認められるが、緑泥石化しており、識別は困難である。
（1.2ともに下方ポーラのみ）

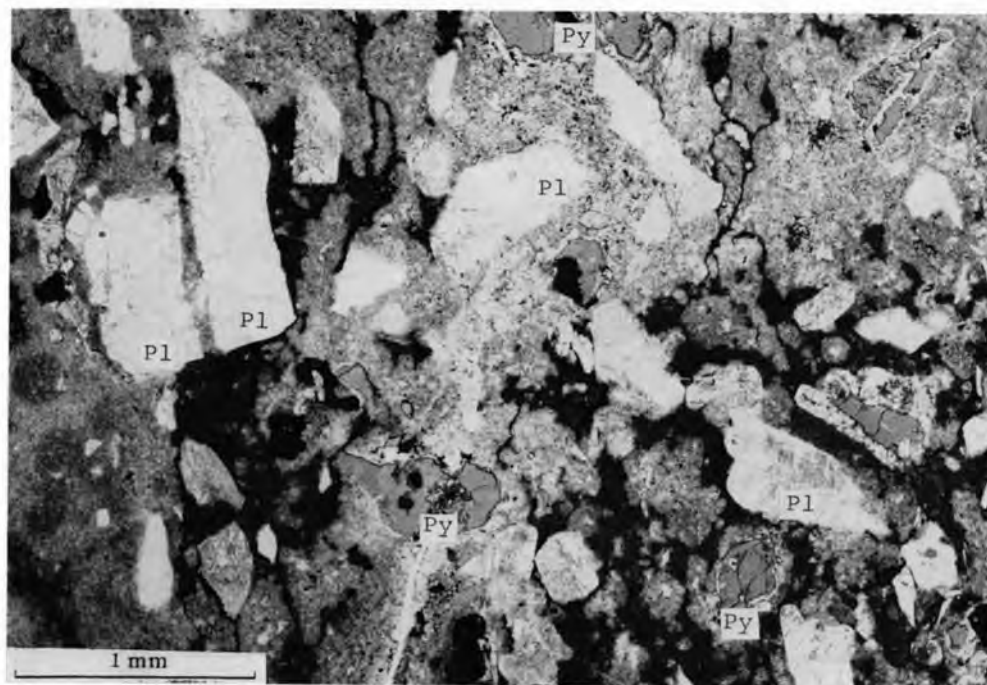


1 KT113 GSJ R 25927 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩（奥島山溶結凝灰岩）
奥島山溶結凝灰岩中では最もガラス質で、強く溶結した構造が認められる。右下には軽石片も認められる。

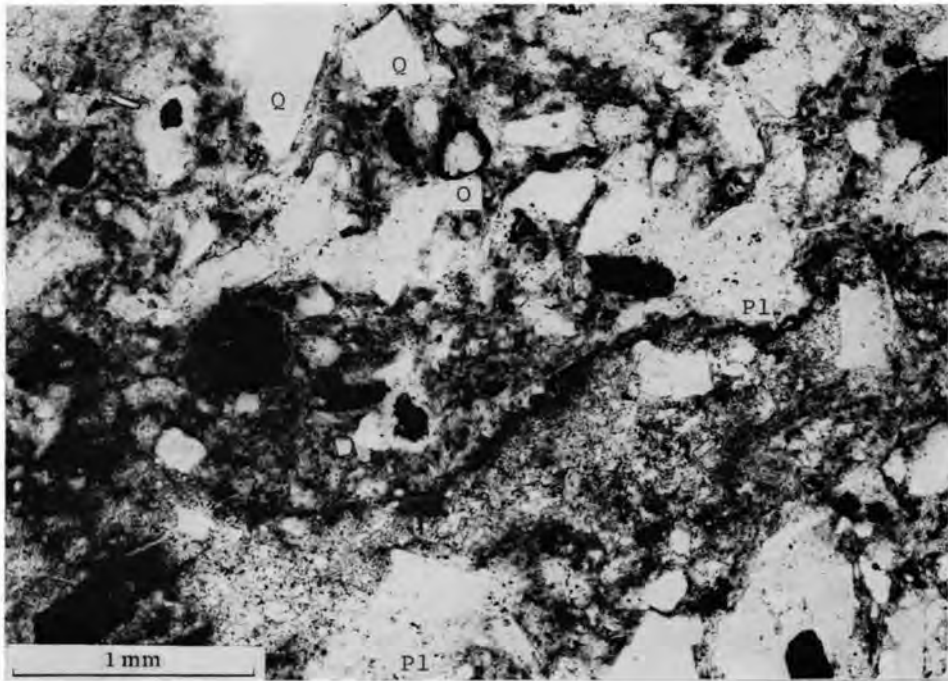


2 KT114 GSJ R 25901 角閃石黒雲母流紋岩溶結凝灰岩（奥島山溶結凝灰岩）
溶結凝灰岩中の本質レンズの部分では自形状の石英と黒雲母が含まれ、基質は微細な石英、アルカリ長石及び斜長石からなり完晶質である。右上方には本質レンズ以外の溶結した部分が認められる。
(1.2ともに下方ポーラのみ)

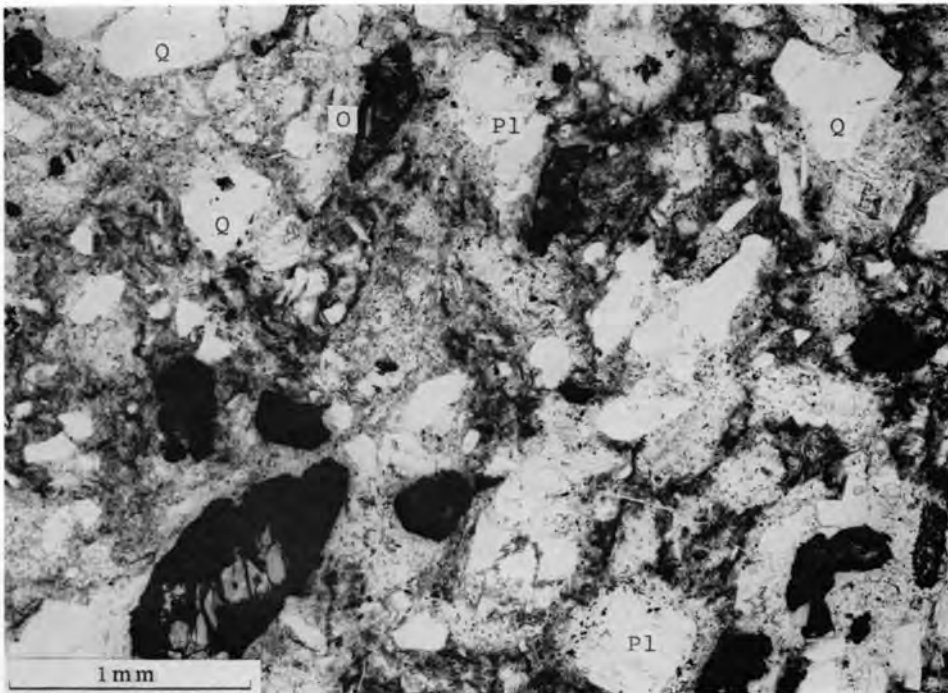
第IV図版



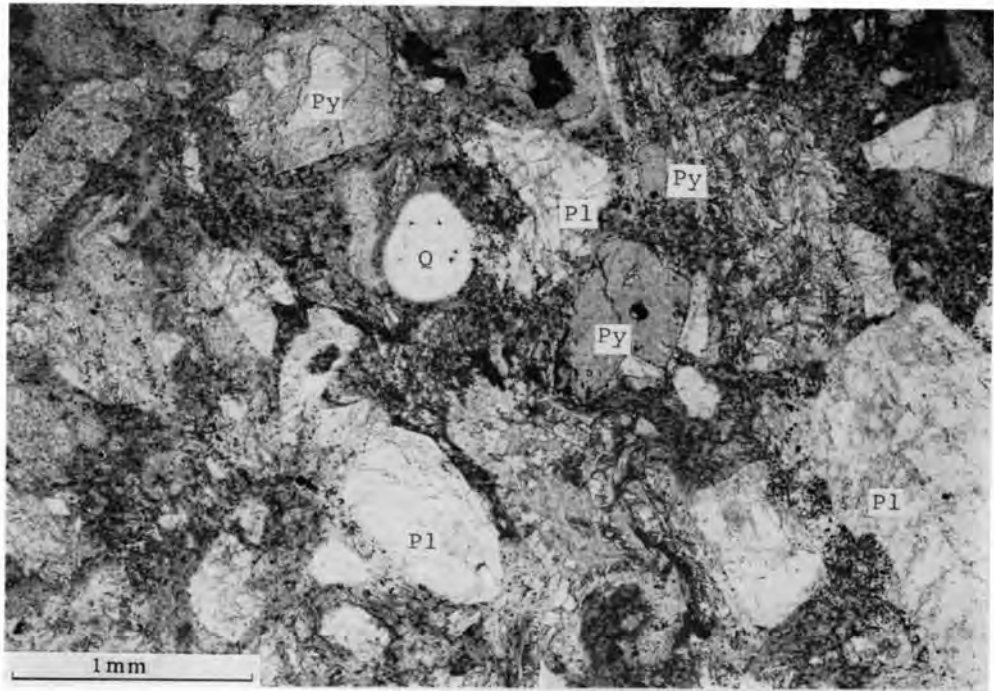
KT110 GSJ R 25903 輝石角閃石デイサイト溶結凝灰岩（伊崎溶結凝灰岩）
輝石の仮像と思われる緑泥石化した苦鉄質鉱物が認められる。基質は脱ガラス化により、溶結構造は不鮮明である。
（下方ポーラのみ）



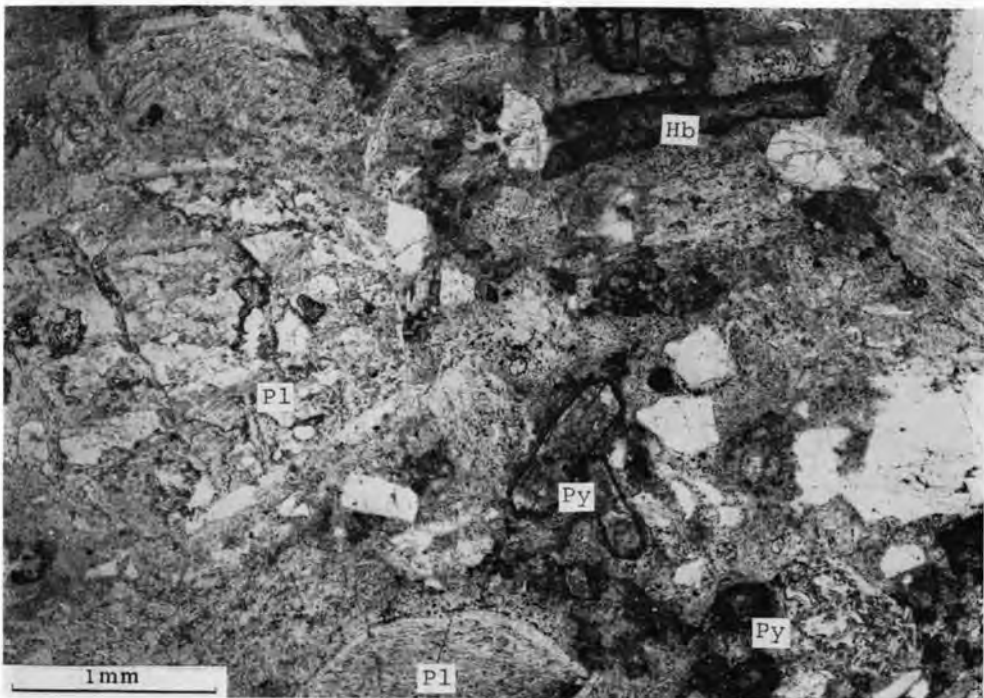
1 KT66 GSJ R 25905 かんらん石含有輝石角閃石流紋デイサイト溶結凝灰岩（安土溶結凝灰岩）



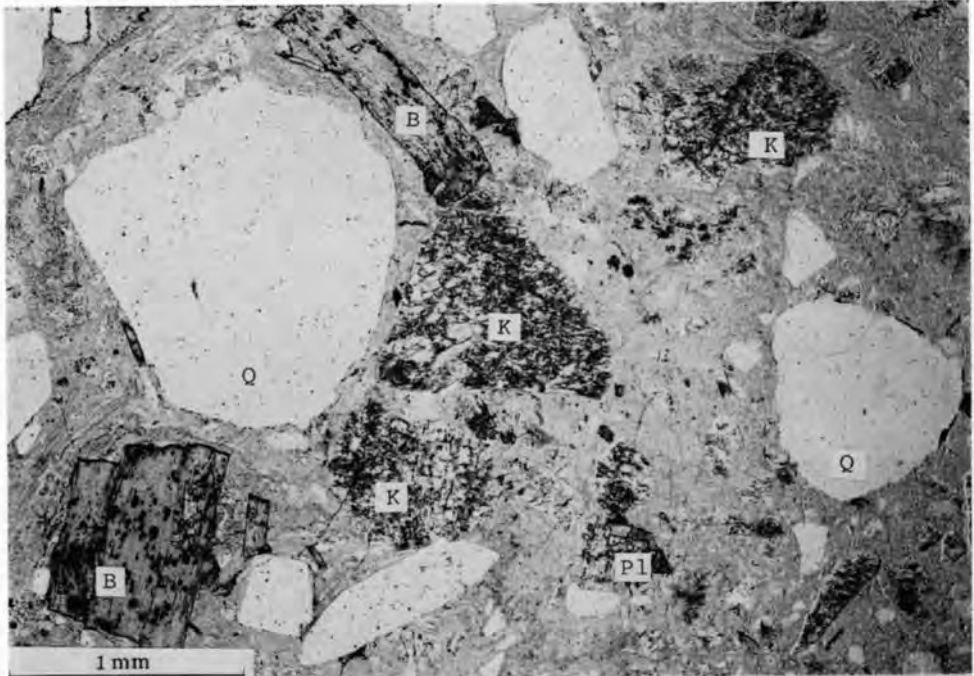
2 かんらん石含有輝石角閃石流紋デイサイト溶結凝灰岩（安土溶結凝灰岩）
不透明鉄鉱物に交代されたかんらん石が認められる。かんらん石以外の苦鉄質鉱物にも著しいオパサイト化が認められる。
（1・2ともに下方ポーラのみ）



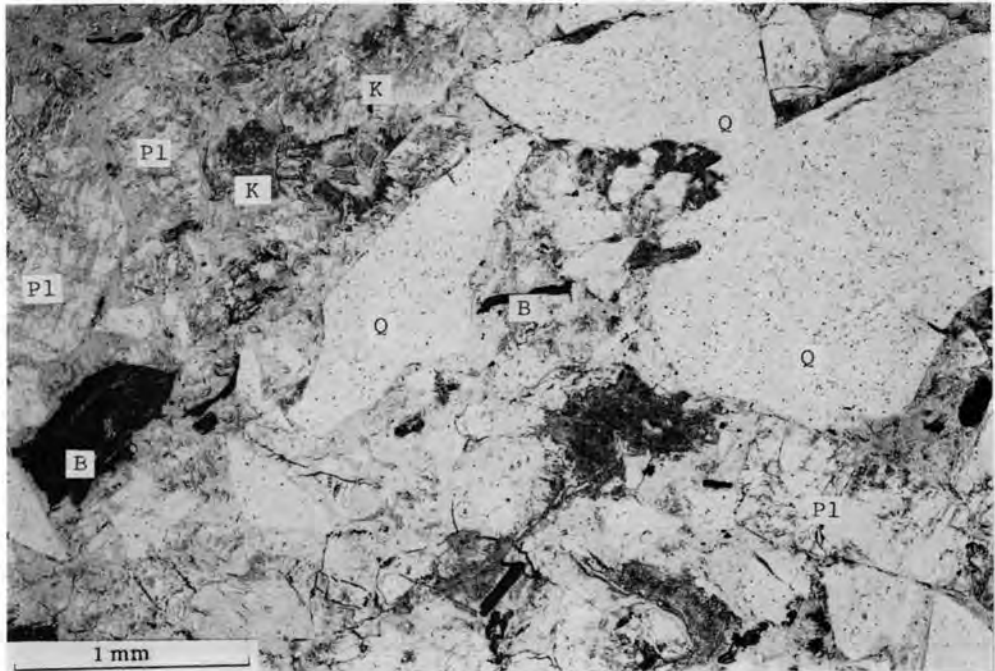
1 KT60L GSJ R 25906 角閃石輝石デイサイト溶結凝灰岩（安土溶結凝灰岩中の挟み）
緑泥石又は炭酸塩鉱物に交代された輝石の仮像が認められる。多量の斜長石が含まれる。



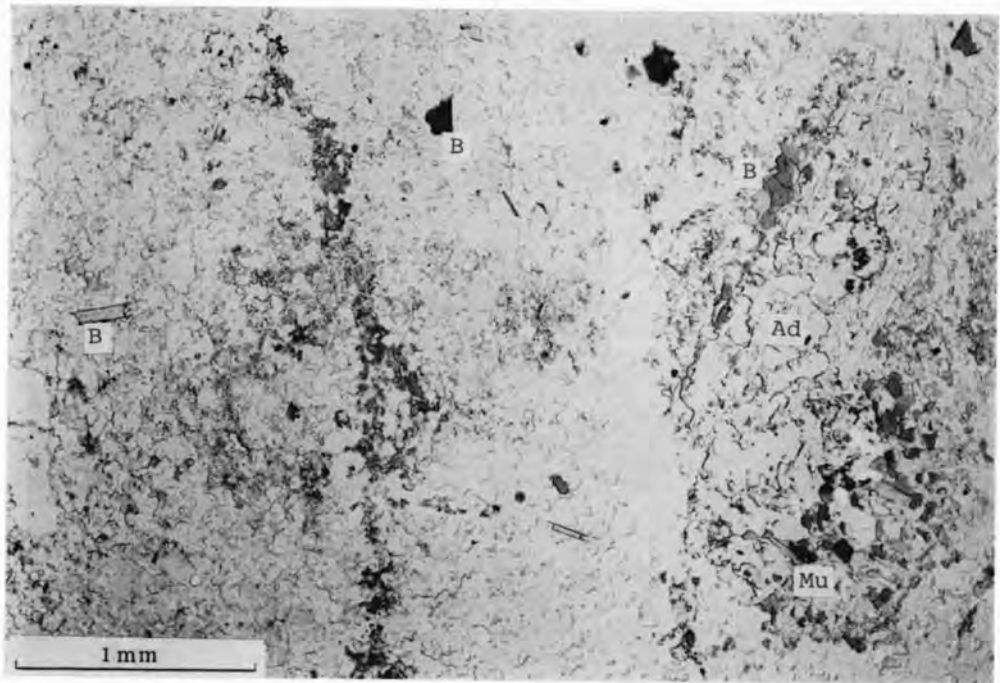
2 KT165 GSJ R 25907 角閃石輝石デイサイト溶結凝灰岩（和田溶結凝灰岩）
緑泥石化した角閃石又は輝石の仮像が認められる。
（1・2ともに下方ポーラのみ）



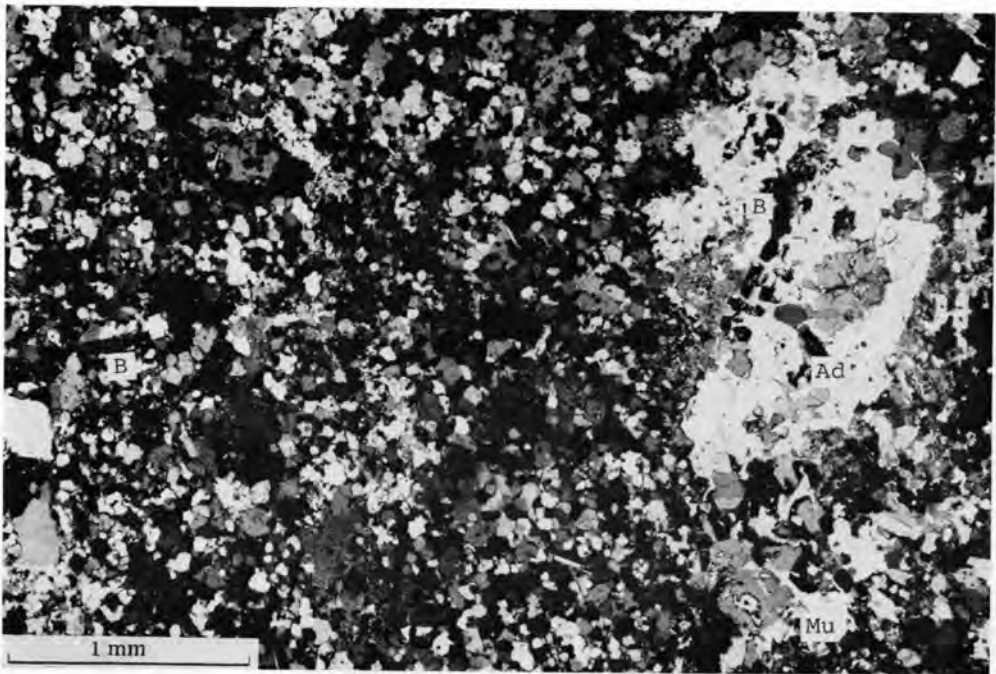
1 KT56 GSJ R 25925 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩（荒神山溶結凝灰岩）
カリ長石に富む流紋岩溶結凝灰岩で、苔鉄質鉱物として黒雲母を含む。溶結構造は鮮明である。



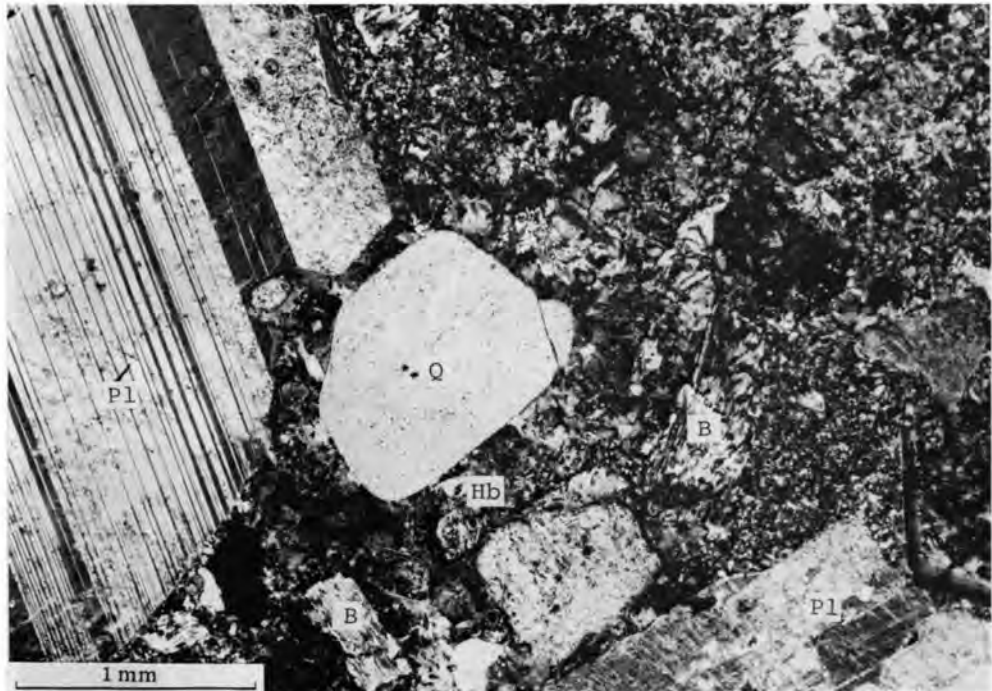
2 KT67 GSJ R 25908 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩（織山溶結凝灰岩）
石英とカリ長石に富む流紋岩溶結凝灰岩で、屈曲した黒雲母が認められる。
(1・2とも下方ポーラのみ)



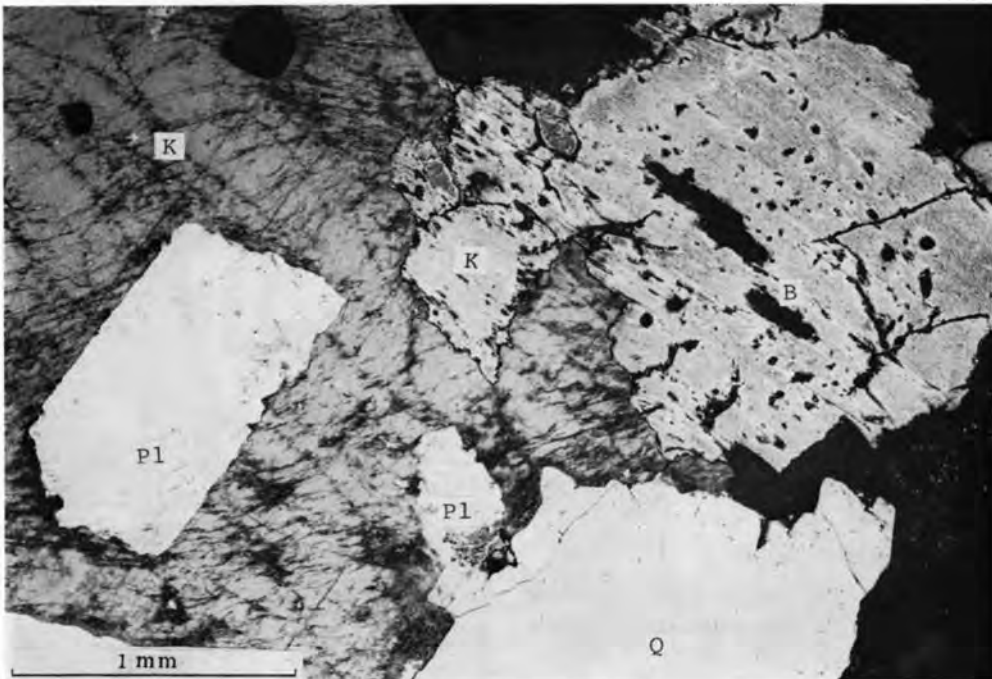
1 KT151 GSJ R 25913 白雲母紅柱石黒雲母ホルンフェルス（流紋岩凝灰岩）（荒神山溶結凝灰岩）



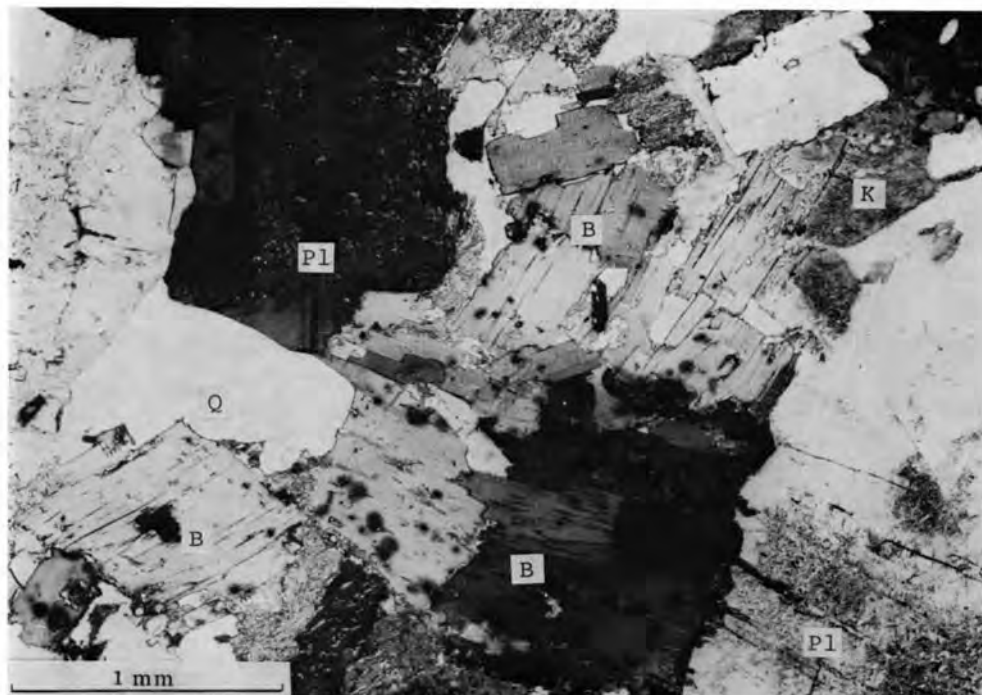
2 白雲母紅柱石黒雲母ホルンフェルス（流紋岩凝灰岩）（荒神山溶結凝灰岩）
斑状変晶として紅柱石が認められる。そのほかに鱗片状黒雲母や白雲母が多量に生じている。
基質は再結晶したモザイク状を呈する。
（1は下方ポーラのみ，2は直交ポーラ）



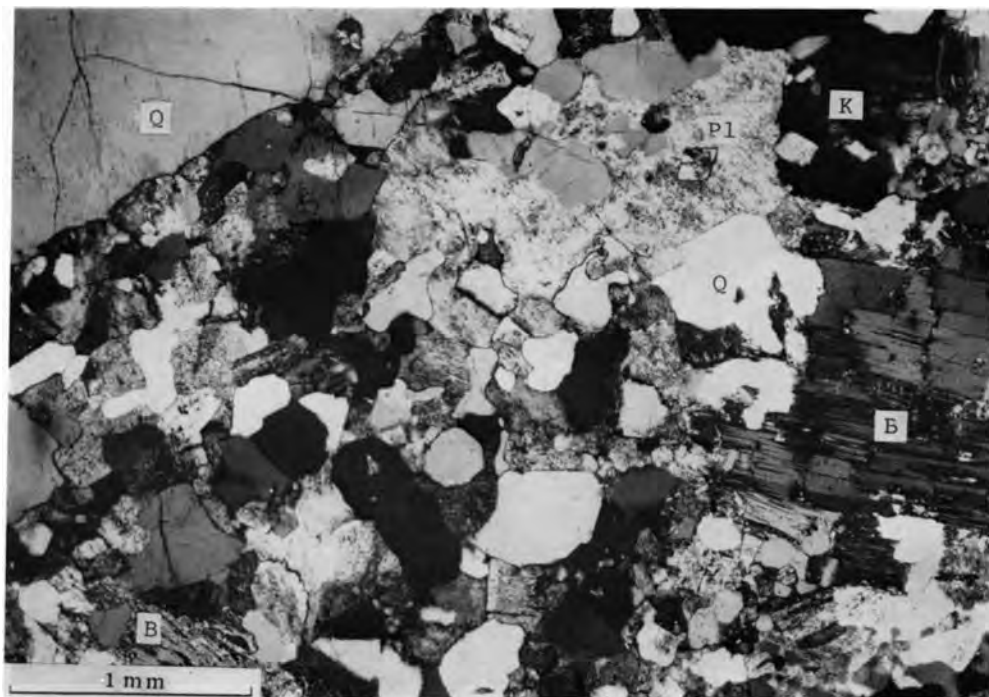
1 KT83b GSJ R 25915 黒雲母角閃石花崗閃緑斑岩（長命寺岩体）
角閃石と黒雲母を含み、石基は微花崗岩質を呈する。



2 KT83a GSJ R 25919 中粒黒雲母花崗岩（宮ヶ浜岩体）
粗粒—中粒の黒雲母花崗岩
（1・2ともに直交ポーラ）



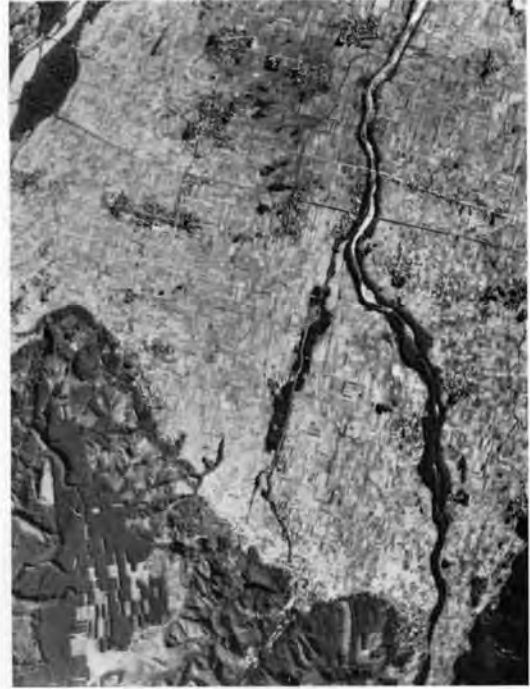
1 KT150a GSJ R 25917 細粒—中粒状黒雲母花崗岩（比良花崗岩）
黒雲母中に含まれるジルコンによる強いハローが認められる。黒雲母の一部には虫食状の緑色黒雲母が認められる。



2 KT150b GSJ R 25918 斑状黒雲母花崗岩（比良花崗岩）
大型の石英、斜長石及びバカリ長石による斑状組織が著しい。石基の一部に微文象組織が認められる。
（1. 2ともに直交ポーラ）



1



2



空中写真 高島低地
1 高島低地 安曇川と鴨川の河口，松ノ木内湖
2 高島低地 安曇川が右上隅，泰山寺の左上，鴨川が下部を横断している．鴨川の天井川がよく見える．

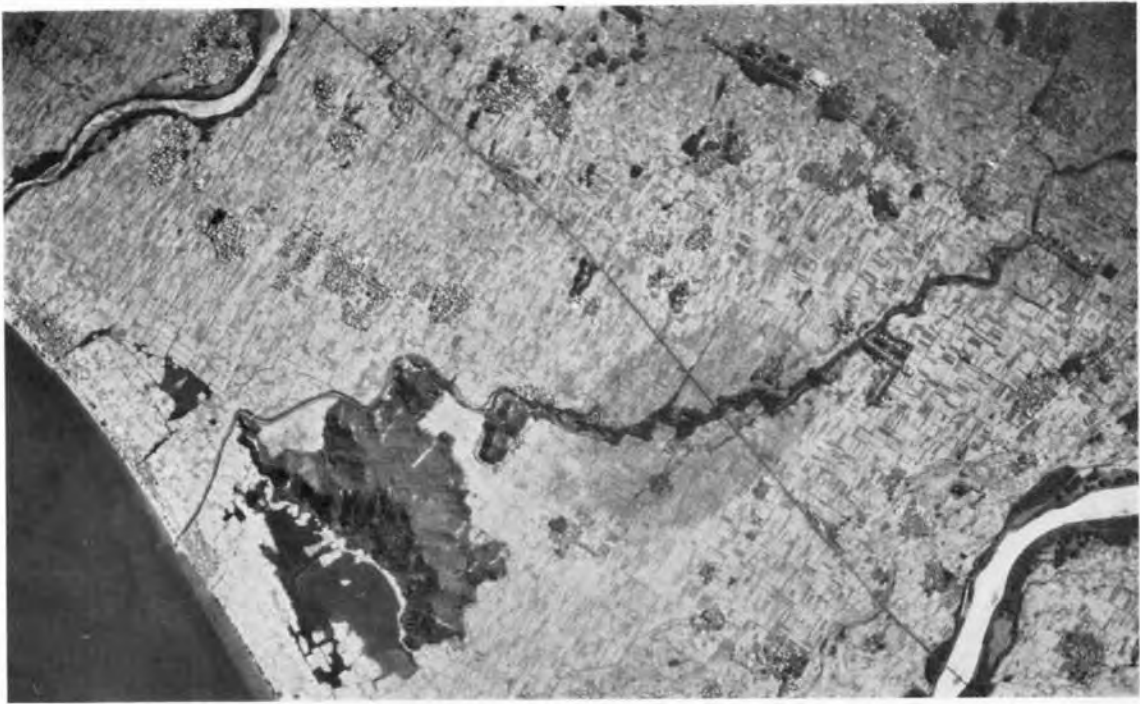
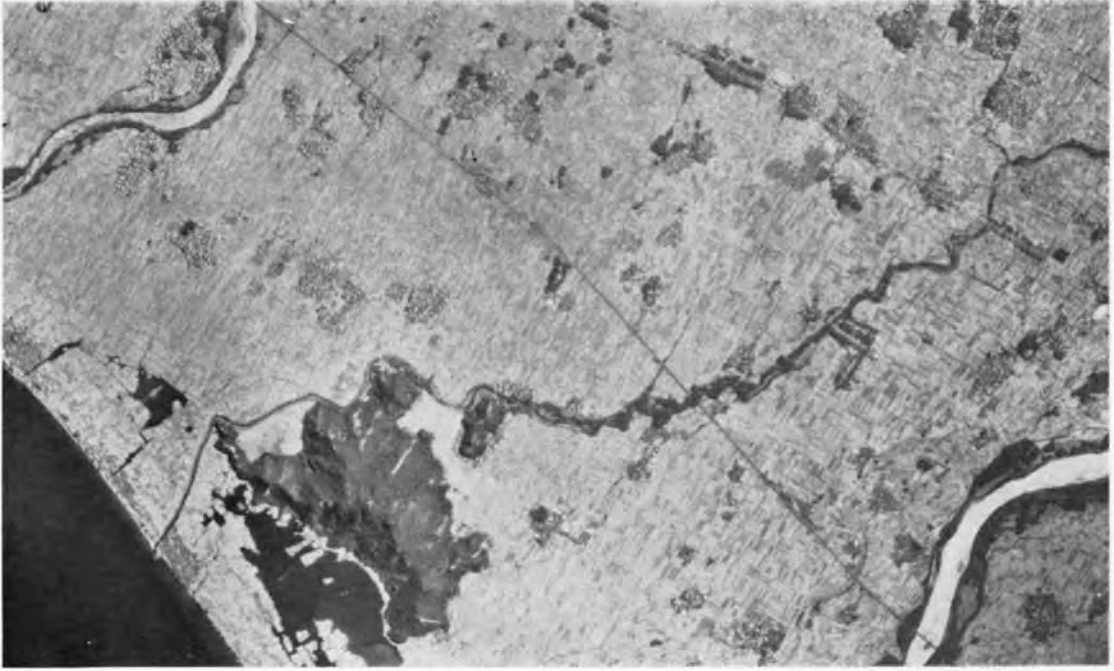
第Ⅶ図版



空中写真 愛知川河口，大中の湖北部



空中写真 大中の湖東篠一愛知川下流一荒神山・菅根沼
中央右寄り一愛知川の灌漑跡が見られる。



空中写真 宇曾川と荒神山・曾根沼 左下に愛知川、右上に大上川が見える。



沖島と多景島

1 手前は宮ヶ浜とその後背山地“奥島山”で奥島山溶結凝灰岩と宮ヶ浜溶結凝灰岩からなる。中央は沖島で遠景は比良山地北部と高島低地。



2 東南東上空から見た多景島 彦根港の西方約 5 kmの湖上に浮ぶ多景島は全島が黒雲母花崗岩からなる。一部で流紋岩のブロックを取込んでいる。塔の見えるのが見塔寺である。

第Ⅶ図版



1 南南東上空から見た沖ノ白石



2 西方上空から見た沖ノ白石



4 西南西から見た沖ノ白石



3 西北西の湖上から見た沖ノ白石

沖ノ白石

琵琶湖のほぼ中央部に位置する隆起帯で、約 1 km にわたって細長い岩礁が南北方向に形成されている。その中で湖上に突出した部分を“沖ノ白石”と呼んでいる。沖ノ白石は黒雲母流紋岩溶結凝灰岩からなり、荒神山溶結凝灰岩に属する。



荒神山と湖東平野

1 南東側から見た荒神山，遠景は高高低地



2 琵琶湖側（北北西側）から見た荒神山と曾根沼 曾根沼が干拓された。左端は宇曾川河口，写真中央の沼中に延びたヨシ原がボーリング地点

第Ⅷ図版



犬上川と愛知川の河口

1 犬上川河口に、尖角状の砂礫堆が突出している。



2 愛知川河口で、よしの根が入った粘土層がデルタ頂部をつくっているが、現在は人工の盛土・護岸がなされている。

図版第Ⅹ～ⅩⅣ図版は（国土地理院発行空中写真，4万分の1モノクロ，昭和22年11月撮影を複製）

※文献引用例

石田志朗・河田清雄・宮村 学 (1984) 彦根西部地域の地質. 地域地質研究報告
(5万分の1図幅), 地質調査所, 121 p.

ISHIDA, S., KAWADA, K. and MIYAMURA, M. (1984) *Geology of the Hikone-
Seibu District. Quadrangle Series, scale 1: 50,000, Geol. Surv. Japan.*
121 p. (in Japanese with English abstract, 6 p.).

昭和59年3月19日印刷

昭和59年3月23日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷所 泰成印刷株式会社

〒130 東京都墨田区両国3-1-12

© 1984 Geological Survey of Japan