

山口県瀬戸内海海岸の沖積期における基盤の傾動に関する研究

三 輪 正 房

I 要 旨

山口県瀬戸内海側河川の地下水調査および橋梁基盤並びに工場建設地基礎調査等のために施行した試錐の結果をしらべて、河川の河口付近における旧河床深度が東北方に至るに従い増大すると同時に沖積層中に挟在せられる粘土層の薄層が河川の両岸において2~3mの深度差のあること等に気付いた。

これ等のことは山口県瀬戸内海側の沖積層の基盤が沖積層堆積後において傾動したと解釈しうるもので、傾動の機構並びにその過程を地学的、地理学のおよび物理化学的方法によって究明すると同時に現時瀬戸内海周辺地帯に生起しつつある地盤沈下現象との関連性について論述せんとするものである。

II 地盤変動の諸事象について

1. 洪積期堆積の赤土層鍵層の標高の比較

地盤変動の研究では、従来から海岸地帯に発達する地形面の比較が多く取りあげられている。最近では単なる地形面の類似のみならずこれが組成物質並びに堆積過程等の検討が盛んになり、¹⁾²⁾その結果堆積時期を同じくする地層面も堆積後の地殻変動により相互間に可成りの変移を生じたことが知られた。³⁾

山口県における洪積層では宇部地区海底に広大な堆積が知られているが、陸上においては余り大きな発達は見られていない。

この陸上堆積のうち最も広く分布する地帯は宇部、阿知須、小郡を連ねる吉南地帯である。その他瀬戸内海沿岸および内陸盆地周辺地帯にも点在している。

第一、二表は山口大学高橋英太郎、河野通弘両氏⁴⁾によって調査された山口県付近の第四系対比表である。

山口県付近の第四系対比表 (第一表)

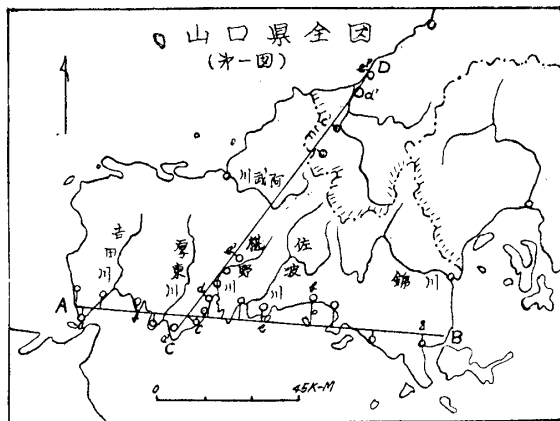
		関 門	安 岡	宇 部	島 田 川	益 田
K ₁						戸田湖浜砂層
	江古田階					
J ₃	立 川階					東中倉砂礫層
	岩 宿階	大里赤土層 大里礫層	梶栗赤土層 富任砂層 綾羅木川礫層	宇部赤土層 宇部砂礫層 黒崎粘土層 黒崎礫層	島田川赤土層 島田川砂礫層	中原赤土層 中原砂礫層 羽原粘土層 喜阿彌砂礫層
J ₂	西八木階					高津川層群
	松 崎階					

宇部地区対比表 (第二表)

階	宇部	明石
J ₃ 江古田階 立川階 岩寄階	宇部赤土層 宇部砂礫層	明石礫層
J ₂ 西八木階 松崎階	黒崎粘土層 黒崎礫層	西八木層
J ₁ 成田階 瀬又階 馬來田階		藤江層
I ₂ 佐貫階	草江レルト層	明石層群

この対比表より明らかなる如く、洪積層の発達是一般に不規則であるが、洪積層最上部を占める赤土層のみは殆んど全域に存在する。従って後述の赤土層の鍵層の標高を五万分一地図より求め、これを比較すれば赤土層堆積後における変動の推定を行うことが出来る。但し赤土層は一般に風成層であるため堆積時における標高差が考えられるが、山口県における赤土層においては、下部層は粒度の淘汰された薄層の互層が多く、且つこの赤土層を含む洪積層中に掘さくした井戸の井水中には多量のクロールを含有することなどより考えて、⁵⁾ この赤土層は海水沈積と考えたい。

尙赤土層は上下の二層よりなり、下部層は黄褐色砂礫交りの厚さ 1~3m の赤土層、上部層は赤紫色細砂交りの厚さ 0.1~5m の赤土層で、両者は可成り明瞭に区別し得られるも、所により上部層が削除せられている場合が多い。従って赤土層の下部層を鍵層としたが標高の比較は一応上下両層の境界付近を基準とした。



第一図は赤土層堆積地および赤土層鍵層の標高比較断面 A-B, C-D の位置を示したものである。

第二図は前記断面 A-B 即ち瀬戸内海沿岸に沿うてほぼ東西方向に走る断面における赤土層鍵層の標高差を示したものであるが、これによると西方より吉田川、厚東川、樺野川、佐波川等を概略の境として八コの傾動地塊を形成し、特に吉田川以西の下関地区および佐波川以東の広範な地域の隆起が顕著である。

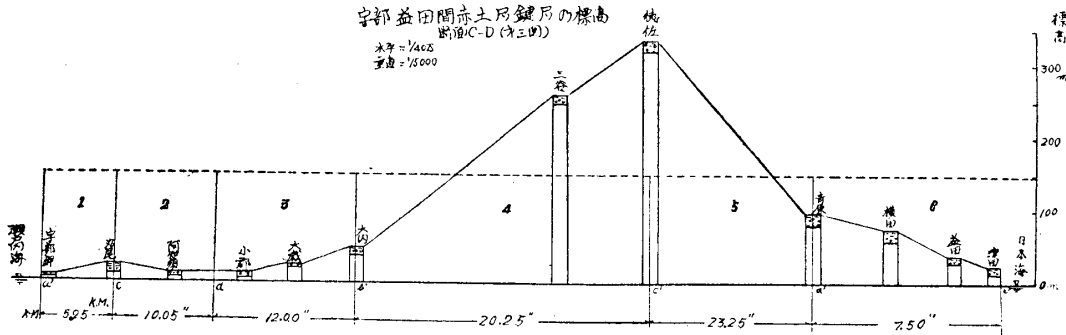
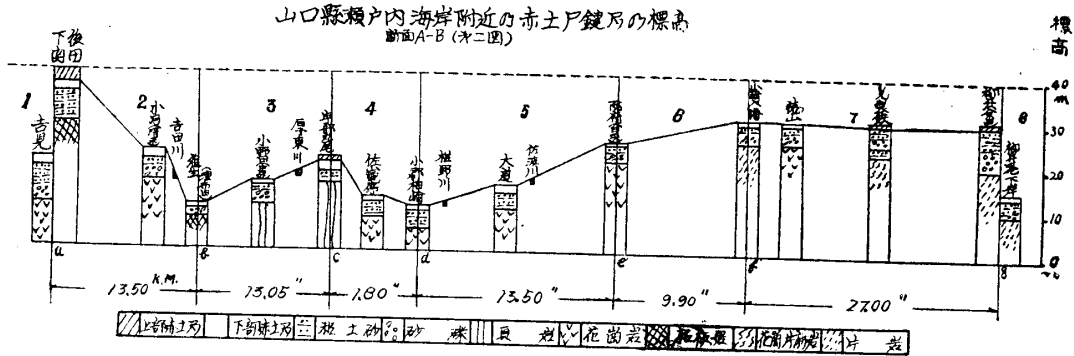
更に東西両端の地塊が共に著しく沈下していることも注意すべきことである。

又第三図は前記断面 C-D 即ち宇部、山口、津和野を経て山陰線益田に至る所謂山口線に沿う南西~北東方向における赤土層鍵層の標高の比較を示したものである。

この結果によれば瀬戸内海側は一般に低位であるが、山口市大内付近より急激に高度を増大し、徳佐盆地において最高を示し、日本海側に至りて再び高度を急激に低下し、青原、横田、益田と漸次高度を低下している。即ち中国山脈に沿って顕著な隆起を生じ、大略六コの傾動地

塊を形成したものと思われる。

更に山口県西部即ち響灘に面せる地帯ではその南端部下関市市街地を除けば、赤土層鍵層の標高は 10~20m の低位を示している。



2. 河口付近における旧河床深度の比較

沖積期における基盤の傾動の大きさを推定するには、各河川の河口付近に堆積せる沖積層の基盤深度の最大値の近似値を一定の基準面上より求めて比較すればよい。この基準面を標高 2m の平面とし、この平面が各河川と交叉する地点に試錐して基盤深度を求めて比較することとした。

一般に瀬戸内海側河川の橋梁は略この付近に存在するため、同一標高に近い位置における試錐結果を広範囲より得るためには好都合である。即ち山口県瀬戸内海側河川の河口付近における沖積層基盤勾配が殆んど知られていないので、標高差のある試錐結果に深度補正を行う事は甚だ困難である。但し沖積層基盤の勾配は第三表に示す如く一般に僅小である。

河川の河口付近における基盤勾配 (第三表)

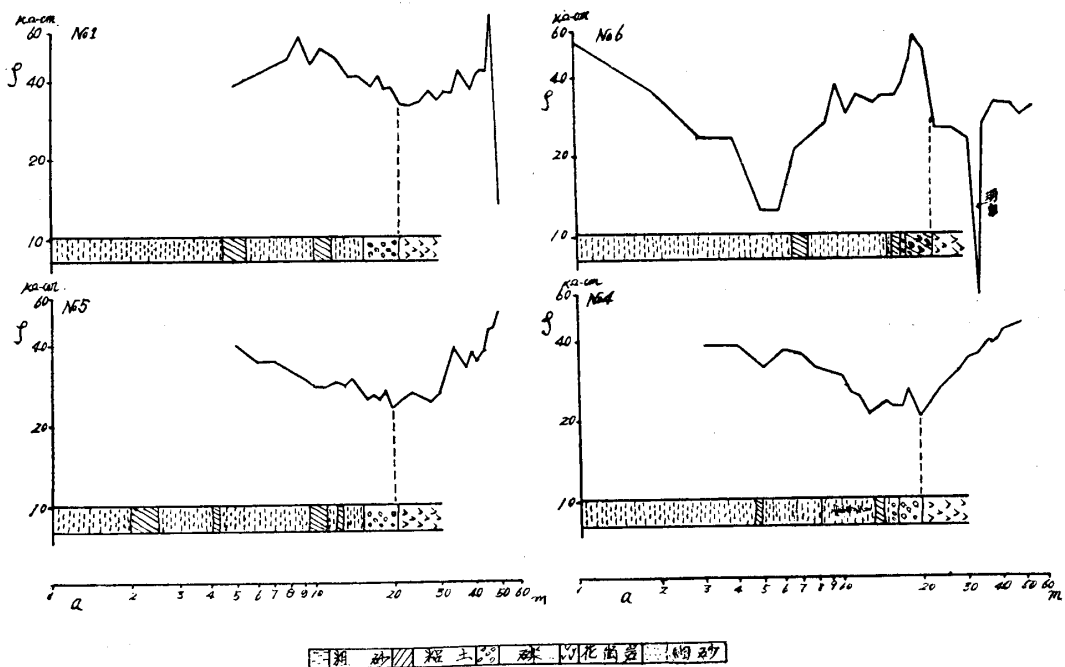
地域	河川名	測点間距離	深度差	基盤勾配
宇部市	厚東川	際波—厚東大橋 2.8km	5m	1/560
南陽町	富田川	土井—野村開作 1.8km	10m	1/180
光市	島田川	木ノ下橋—光製鉄線材工場3.0km	10m	1/300

次に沖積層基盤深度の最大値の近似値を求めるには、河川の河口付近における沖積面の標高が 2m 内外の地点を基準として河川に直交する測線を取り、この測線上に 5~10m 毎に電気探査を施行して ρ_a 曲線を求め、この結果に基づいて 1~4 地点に試錐を掘さくして、その測線下における地質断面図を求めて沖積層深度の最大値の近似値を求めるのである。

一般に ρ_a 曲線と地層との関係は、測定位置と海岸線との距離、地層の組成物質並びに基盤岩の種類等により甚だしく相違するものである。従って電気探査のみによる推定は可成り危険であるが、これに試錐結果を加味すれば可成り正確な地質断面図が得られる。

次図は光市島田川木ノ下橋において施行した電探査結果と試錐との関係を示したものである。この結果より砂礫層中に介在せられる幅1m内外の粘土層による影響は余り明瞭でなく、返って地下水流の大なる砂礫層下部において比抵抗の低下が見られるのは地下水の比抵抗が小なるためである。又最下部礫層と基盤岩との境界において特に比抵抗値の低下が認められるが、この傾向は海岸地帯において屢々現われる現象である。この原因は種々複雑な因子によるのであるが、その主なるものは地下水の海水による汚染であると思われる。従って基盤岩の種

電気探査法に於ける曲線と試錐との比較(木ノ下橋)



類および風化状態等によって比抵抗値が甚だしく相違するが、試錐によって各地層の示す比抵抗値の特性を把握すれば可成り正確な推定を行うことが出来る。

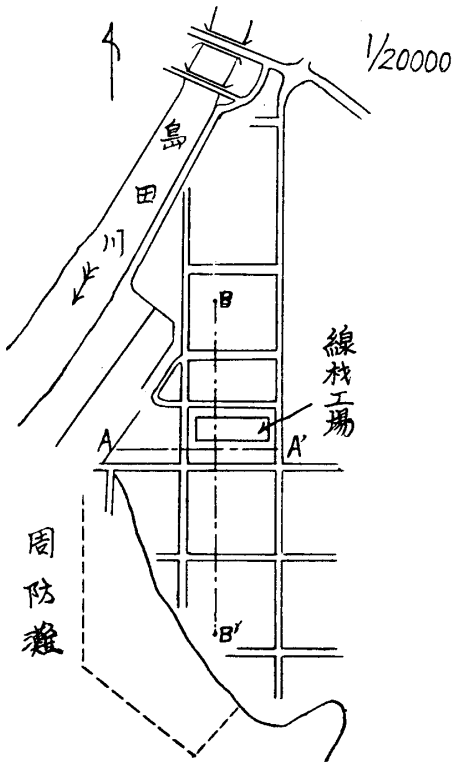
次に沖積層および洪積層の分層は一般に困難なるもので、これが河川の河口付近に発達せる場合における両層の判別は更に困難である。

宇部海底炭田を被覆せる第四紀層は基盤の南北不等沈降によって本地域の南東海域に 100m に達する厚層を呈することが、多くの試錐の結果明らかとなっている。⁶⁾ 然し沖積層および洪積層の分層については未だ確認されていないが、次の如き特性の存在は各地において知られている。即ち上部層は礫芥、砂質粘土、砂礫よりなりこれが広域に亘り略一様に存在する。これに対し下部層は各層共甚だしく不規則に発達し、かつ堆積物中に暗褐色又は青緑色を呈する凝灰質粘土を多量に混在する。

又光市島田川河口左岸に建設されている光製鉄工場基礎調査のため施行した試錐結果より、宇部海底炭田調査の場合と同様、河口埋積物の上下両層の間に可成り明瞭な相違点が存在することが知られた。

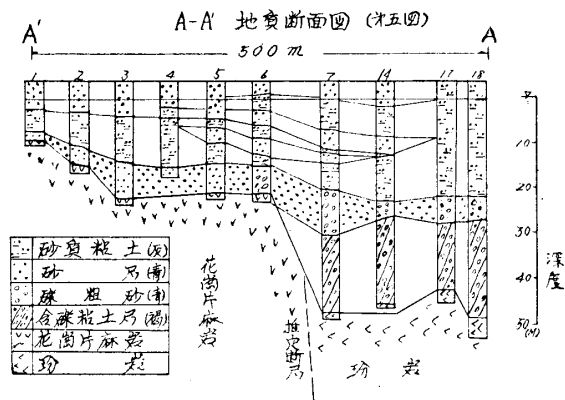
即ち第四，五，六図は同工場の平面図および東西，南北の両断面図を示したものである。

光製鉄所
A-A', B-B' 断面位置図
(第四図)



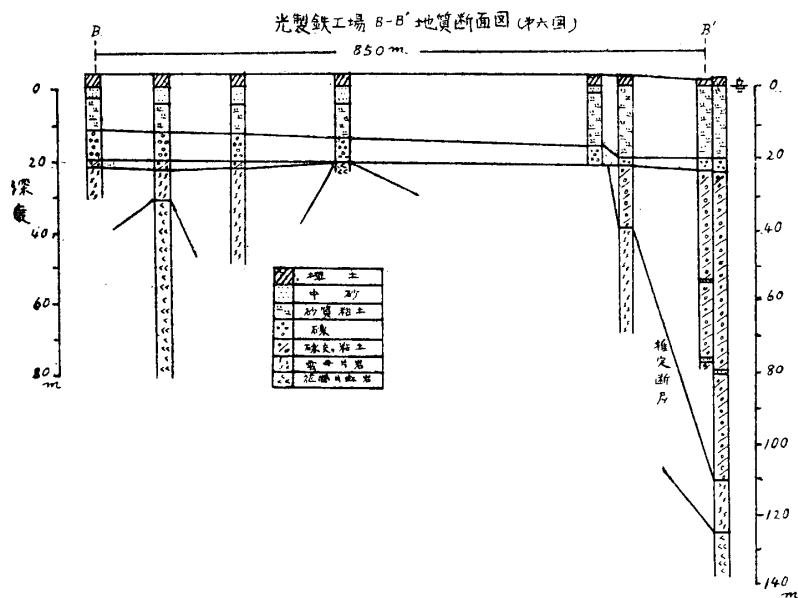
第五図により地下 20m 付近に厚さ 2~10m の淡青色の顕著な礫層がほぼ水平に発達し，その下部に暗褐色を呈する凝灰質粘土を多量に混在する砂礫層が不規則に存在することが知られる。又基盤岩は地下 25m および 50m の顕著な平坦面よりなる階状を呈し，この両平坦面の境界が北北東—南南西にして，島田川構造線に略平行せることが試錐の結果推定することが出来る。

更らに島田川右岸側における地下構造が左岸側とほぼ対称的な階状構造を呈することが地震探査の結果推定されている。⁵⁾



第六図は同工場の南北方向の地質断面図を示したものである。地下20m付近に発達せる淡青色礫層は第五図におけるものと同様略水平に存在するが，下部に発達する暗褐色凝灰質粘土交り砂礫層は海岸に近接せる付近において急激に深度を増大している。然して基盤深度を急激に変化する地帯は試錐および地形等より北西—南東に走る室積断層に沿っていることが推定される。さらに地下25mの基盤岩の凹所に堆積せる褐色凝灰質粘土交り礫層が上部青灰色礫層下に残存することがある。これは地下25mの低位面が上部淡青灰色礫層堆積以前に殆んど生成された根拠となるものである。

又地下 50m および 110m の両低位面と地下 25m の低位面との境界が北北東—南南西および



北西—南東の両断層に略平行せることはこれ等三低位面が前記両断層に沿って変動した結果、生じたものと考えられる。然してその変動の時期は宇部夾炭層の南北不同沈下による青緑色凝灰質粘土層の厚層の沈積せる時期に近接するものと思われる。

以上、宇部海底および島田川河口における沈積過程並びに沈積物の類似により、上部層淡青灰色礫層を沖積層基底礫層⁷⁾とし、その下部に発達せる褐色乃至青緑色凝灰質粘土交り砂礫層を洪積期堆積と仮定することとした。

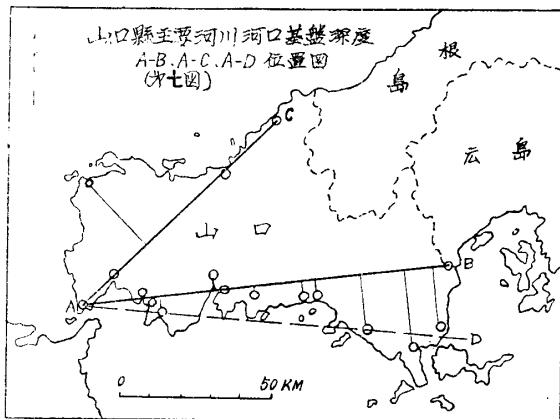
第四表は以上の仮定のもとに主として山口県瀬戸内海側における各河川河口付近に発達する沖積層および洪積層の深度を示したものである。

山口県各河川河口付近における旧河床深度 (第四表)

海域	地区名	河川名	試錐		沖積層深度 上, 下 (M)	洪積層深度 (M)	基盤岩名
			標高	本数			
日本海	阿武町	宇田川	2.0m	2	3.8(5.5)	/	花崗岩
	萩市	松本川	0.5	3	20.3(?)	30以上	◇?
		橋本川	0.5	2	6.0(8.0)	/	◇
	豊北町	栗野川	2.0	1	10.0以上	?	◇?
響灘	下関市	吉見川	2.0	1	3.5(8.0?)	?	◇?
		綾羅木川	3.0	2	3.5(8.0)	/	◇
		武久川	2.0	3	9.7(12.0)	13.1	第三紀礫岩
瀬戸内海	小野田市	吉田川	2.0	2	4.2(8.0)	/	花崗岩
		厚狭川	0.5	2	3.5(6.0)	/	第三紀頁岩
	宇部市	有帆川	2.0	3	3.5(6.0)	/	第三紀礫岩
		厚東川	2.0	2	6.3(8.5)	12.0	第三紀頁岩
防府市	樺野川	2.0	1	5.3(16.0)	30.0以上	花崗岩	
	南若川	2.0	3	4.5(12.0)	/	◇	
	佐波川	2.0	3	5.0(?)	?	◇?	
南陽町	夜市川	2.0	4	7.0(12.0)	/	古生代雲母片岩	
	富田川	5.0	4	3.5(8.0)	/	◇	
	光市	島田川	2.0	4	15.0(20.5)	/	花崗片麻岩
柳井市	柳井川	0.5	3	15.0(?)	?	片麻岩?	
岩国市	錦川	2.0	3	24.4(37.0)	67.0	花崗岩	

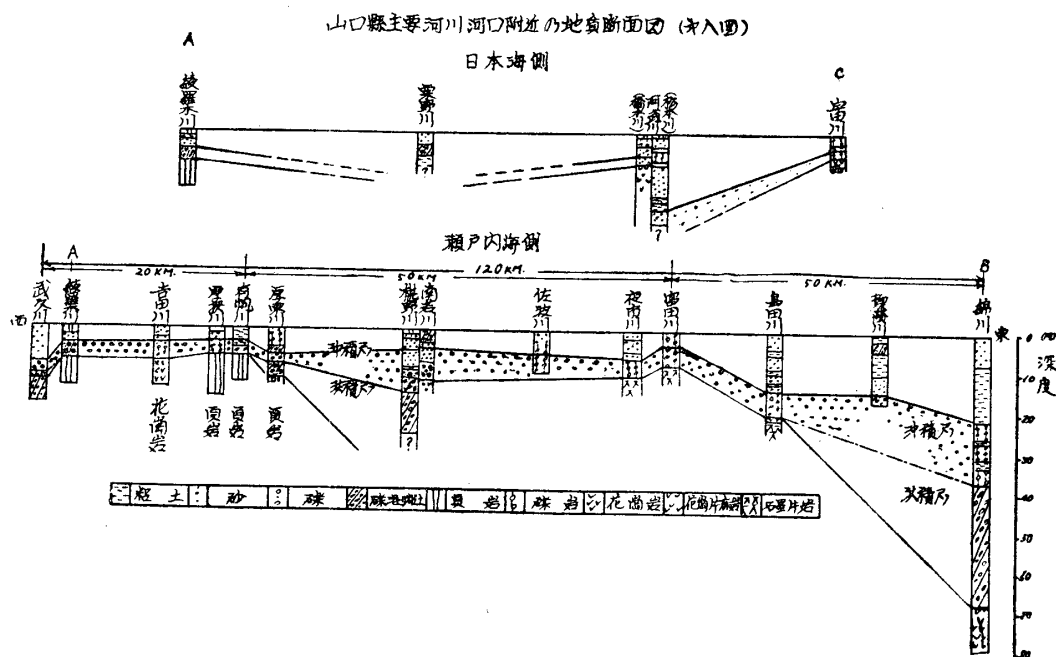
第七図は各河川の河口付近における試錐位置および A-B, A-C 両断面の関係を示したものである。

第八図は第四表に基いて山口県瀬戸内海側 A-B 断面および日本海側 A-C 断面を図示したものである。ただし沖積層基盤深度は洪積層侵蝕面の凹凸の影響を極小にするため、沖積層基底礫層の下部深度を採用しないで上部深度をとった。



山口県瀬戸内海側における沖積層深度は西部即ち綾羅木川より有帆川に至るほぼ 20km 間において -3.5m で最も浅く、中部即ち厚東川より富田川に至る略 50km 間においては多少の変化はあるがほぼ -6m で、西部に比較してやや深く、東部即ち島田川より錦川に至るほぼ 50km 間は -15m より -24.4m と次第に深度を増大している。但し富田川における沖積層深度が -3.5m となっているのは試錐位置の標高が +5m であるため深度が浅くなっている。従って富田川河口付近における

基盤勾配より深度補正を行えば -6.5m となり、富田川に隣接せる夜市川の基盤深度 -7m に近似することになる。



又響灘および日本海側における堆積層基盤深度は試錐資料少なく未だ推定の段階に至っていないがその大体の傾向について記載すれば、響灘に面せる地帯における基盤深度は中央部において -3.5m でやや浅く、南北両端において -10m 内外となりかなり深くなっている。さらに日本海側においては中央部の松本川および西部の栗野川の両河川の基盤深度はかなり大なるも他は一般に小なるものと思われる。

次に洪積層中には適当な鍵層が認められないので洪積層基盤深度の比較が困難である。

従って便宜上洪積層最下部の深度の比較を行う事としたが、樫野川、佐波川、松本川、栗野川の四河川における洪積層基盤深度は未だ確認されていない。

一般に洪積層基盤深度の変化の傾向は沖積層基盤深度の変化の傾向と略一致しているが、樫野川におけるものは第八、十図に示す如く稍その傾向を異にしている。即ち樫野川における沖

積層深度は -5.3m で隣接河川におけるものと略一致するに問わず洪積層の発達はかなり著しいことが予想せられる。

これは榎野川構造線が第三紀層および洪積層堆積過程において甚だしく変動せしも、沖積層堆積過程において余り変動しなかった結果によるものと思われる。

更に粟野川における試錐深度が10mなるため下部における地層の状態は不明であるが地質および地形より沖積期および洪積期の両期に亘り変動せしものの如く考えられる。

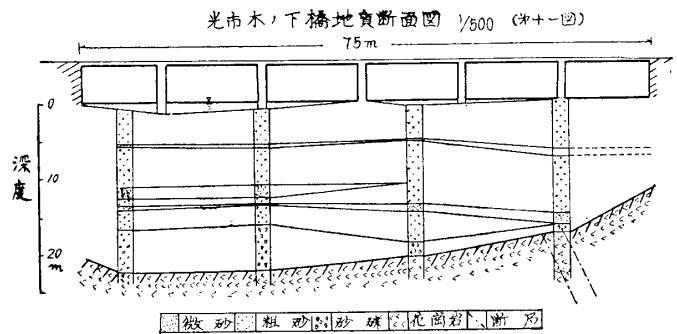
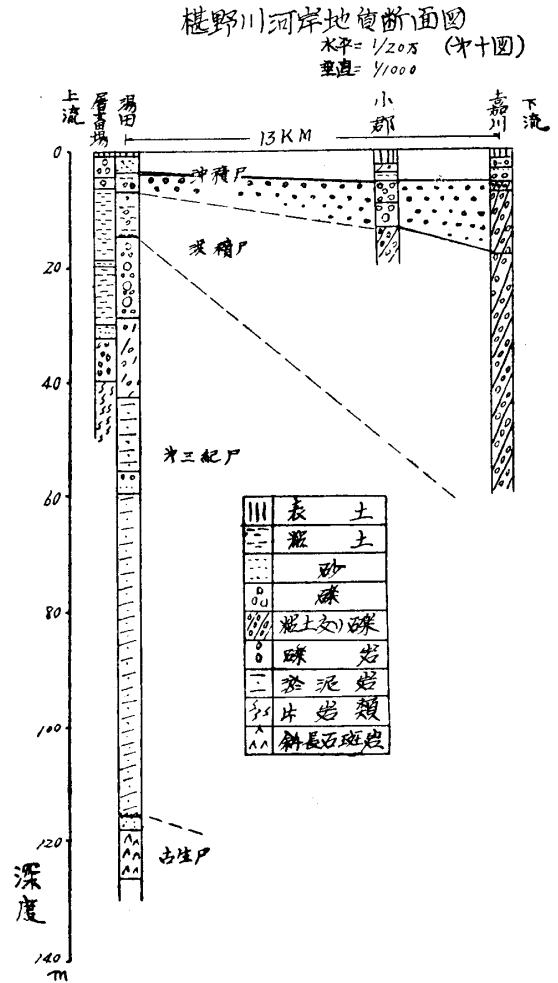
要するに山口県の河川の河口付近における沖積層および洪積層の基盤深度の比較により、洪積層堆積過程において瀬戸内海側にては榎野川および錦川両構造線に沿い、日本海側にては松本川および粟野川両構造線に沿って主として変動を生じたが、沖積層堆積過程に入りては榎野川構造線に沿う変動が激減し、錦川、松本川、粟野川三構造線に沿って主として変動が継続され、他の諸構造線はいずれも僅小なる変動を繰り返したものと思われる。

III 基盤傾動の様相

1. 沖積層中に介在せられる粘土層の鉛直変動。光市島田川河口より3km上流にある木ノ下橋において、川中に4本の試錐を掘さくして第十一図に示す如き地質断面図を得た。⁸⁾

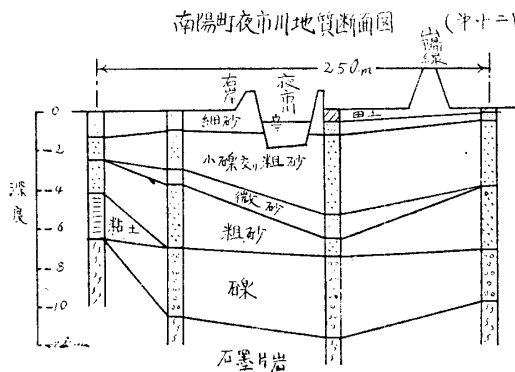
この結果より略20mの砂礫層中に幅1m内外の粘土質微砂が3層介在していることが知られた。然してこの粘土質微砂の上下2層が右岸側においていずれも2m深度が大となっている。これは明らかに地下5mに存在する最上部粘土層の堆積後における局部的地盤の変動により生じたものと思われる。

又その際 20°C の湧泉が発見せられ、その後における地温調査の結果 N 30 W 方向の裂隙より湧出することが推定された。更に粘土層の異常深度地帯が湧泉裂隙の方向に略平行せることが試錐の結果推定された。従って粘土層の異常深度より推定せられる基盤の変動は N 30 W 方向の裂隙に沿って生じたものの如く考えられる。



更に木ノ下橋より 7km 上流にある三丘温泉の調査のため川床中に間隔 15m に二本の試錐を掘さくしたところ、川床下 10m 付近にある幅 1m 内外の雲母交り青褐色粘土層の深度が右岸寄りにおいて 1.5m 深くなっている。然して同温泉の湧出裂罅は地温および放射能測定結果 N70°E, N10°W の二方向の裂罅の交叉地帯より湧出することが推定せられた。

次に南陽町夜市川地下水流量測定のため第十二図に示す如く試錐した結果、地下 4 m 付近に存在する幅一米内外の暗青色砂質粘土層が中央部において二米余り深度の大なることが知られた。



た。又この傾向が最上部細砂の深度にもわずか現われていることは、最上部細砂堆積過程においてもなお同一傾向の変動が継続しているものと思われる。

更らに同地点より 1km 下流の常盤橋に 3 本の試錐を施行したところ右岸における粘土層の深度が 2m 余り大なることが知られた。従って両者の関係より走向 N40°W なる断層に沿って変動していることが知られた。以上の

諸事象は島田川及び夜市川両河川の河口付近における基盤が海岸線に平行せる室積断層に沿って最上部粘土層堆積後において変動したことを示すものである。

2. 宇部海底炭田試錐結果と断層との関係。

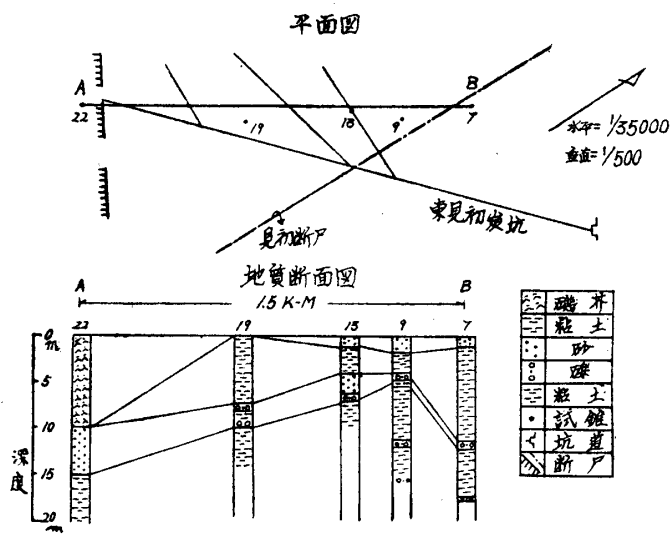
宇部海底炭田は試錐および地質調査の結果夾炭層堆積に先行する構造線と考えられている榎野川構造線および津布田断層帯等の旧構造線並びに夾炭層のみを切って基盤岩には影響を及ぼさないと考えられている褶曲構造即ち東西性断層および南北性逆断層とによって代表される諸断層の発達することが知られている。⁶⁾ 従ってこれ等の構造線に沿う地盤の変動が宇部炭田の生成並びに小地塊化の主因をなしたことは明らかであるが、夾炭層を不整合に被覆せる第四紀層には多くの場合影響を及ぼさないものと考えられている。然るに従来より施行されている多数の海底試錐結果を調べて、前記諸断層に沿って沖積層は勿論沖積層最上部層まで総て変動していることが推定せられる。

次に宇部炭田における顕著な構造線に沿って地盤の変動せる状態につき例を挙げて説明する。

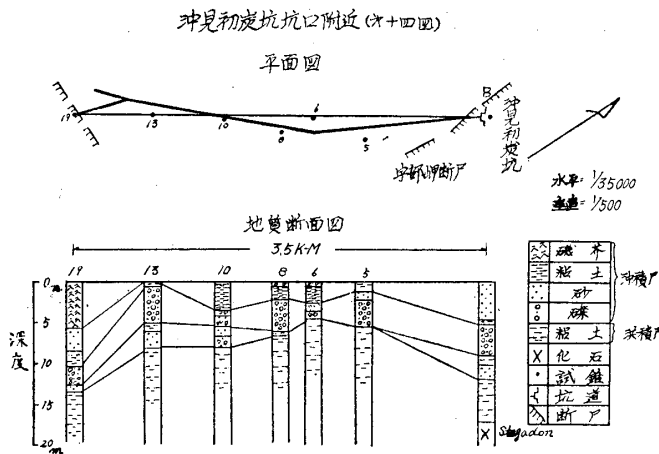
第十三図は東見初炭坑々道にほぼ平行せる線上に掘さくせる試錐結果より求めた地質断面図である。⁶⁾ 坑口より 1km 付近を略南北に切る見初断層は逆断層なるため断層面の下盤側が低落しているが、沖積層堆積も試錐 No.7 に見られる如く下盤側が 7m 余り礫層の深度が深くなっている。又試錐 No. 22 付近における東西性断層の落ちの側に厚層を呈している。

これにより夾炭層を切る正逆両断層に沿って沖積層が常に断層により低落している側に厚層

東見初炭坑坑口附近 (※十三図)



これにより夾炭層を切る正逆両断層に沿って沖積層が常に断層により低落している側に厚層



を生じていることが知られる。

第十四図は沖見初炭坑坑道に沿った試錐結果より求めた地質断面図である。坑道入口を南北に走る宇部岬断層は正断層であり、これに沿って洪積層の堆積が特に著しく数10mに達するが、沖積層の堆積は余り顕著でなく、下部礫層の深度差は数mに過ぎない。又試錐 No. 19 付近の断層は津布田断層帯に平行せる北西—南東の正断層である。両断層共断層

している。による低落側に沖積層の厚層が発達

以上の結果より構造線に沿って変動する基盤の変動量は断層によって可成り相違するも変動の傾向は略一致することが推定される。

第十五図は宇部興産調査課によって明かにされた宇部炭田地質構造並びに東京水産大学教授新野博士の魚群探知機による周防灘海底探査結果より現著者が推定した海底地質断面図とを示したものである。

魚群探知機の測定線は同図の下方に示す如く周防灘航路に沿って測定されたものである。又同航路線下に示す曲線は魚群探知機より発せられた電波が海底および海底沈積の泥質物をとおしてその下部に存在する硬質物上より反射せるものの記録である。

即ち海底よりのパルスは甚だ単調で、海底深度が西方に浅く東進するに従い深くなっていることを示している。

又泥質物下部よりのパルスは甚だ複雑であるが次の事項については可成り明瞭に推定することが出来る。即ち海底深度の小なる西側において泥質物堆積が著しく、海底深度の大なる東側においては泥質物堆積が僅少である。

次に夾炭層を切る顕著な断層により低落せる側において泥質物の沈積が著しいことが推定せられる。特に幅 1 km 以上に達すると称せられる津布田諸断層帯に沿って泥質物の顕著な堆積が認められ、更に宇部岬、中央、大浜等の断層により低落せる側にも泥質物の沈積が発達することが可成り明瞭に推定される。

以上の事は宇部夾炭層および夾炭層基盤に大なる影響を及ぼした造構造線運動が前記諸断層面に沿って現在なお継続的に変動していることを立証するものである。

3. 井水中における残留塩分。

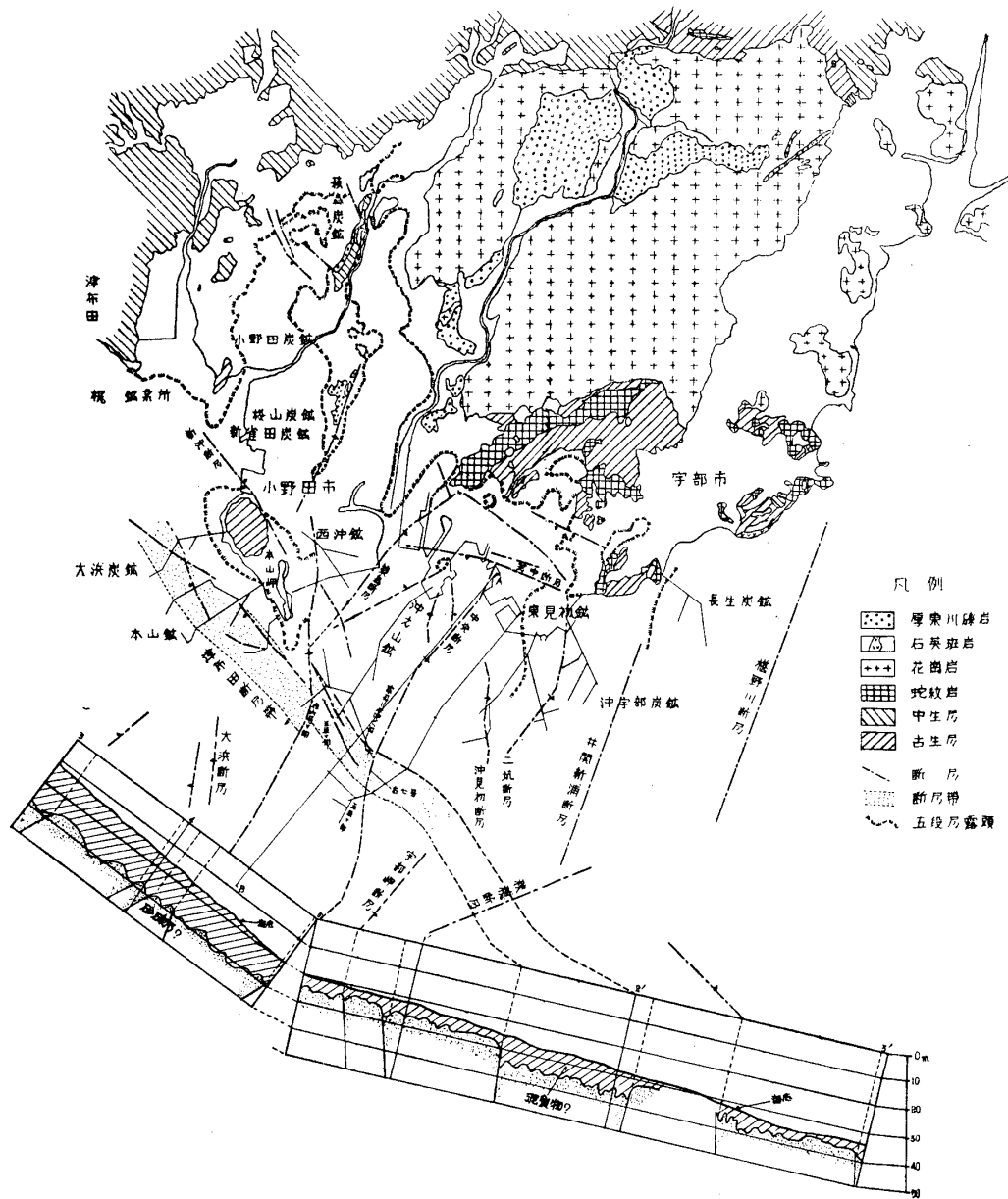
地下水調査の際地下水の流動方向の推定のために沖積平野に散在する井戸の井戸水中に含有する Cl の定量を行ったところ⁵⁾ 沖積平野の周辺丘陵台地および山麓地帯の井戸水中に 20~50 mg/l の Cl を含有することが知られた。然して山口県における河川の表流水中に含まれる Cl は 10mg/l 内外である。従って各井戸水中に Cl が 20mg/l 以上含有する場合は異常含有と考えた。

次に山口県瀬戸内海沿岸に発達せる沖積平野並びに山間盆地における Cl の分布と地形との関係について記載する。

第十六図は有帆川河口より北方 4 km の上干崎部落に至る間における Cl と地形との関係を

宇部炭田地質構造図 (六十五頁)

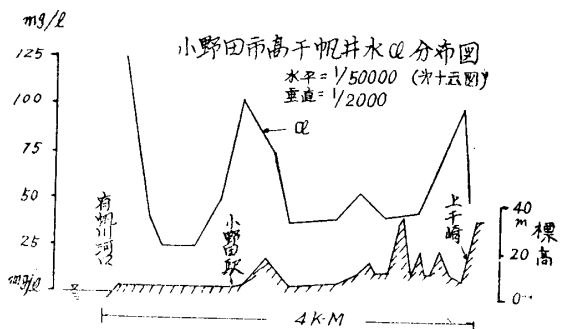
阿部探知機による泥質物沈積推定状態図



示したものである。

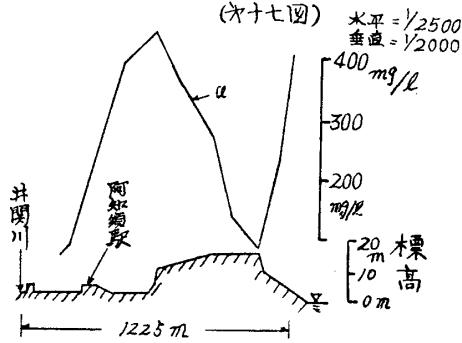
付近には標高 10 m 内外の丘陵台地が沖積平野の周辺に発達しているがこの台地上における井戸水中には100mg/l内外のClを含有している。又標高20m内外の山麓地帯にも50mg/l内外のClを含有している。

第十七図は標高 15m 内外の洪積台地を中心として発達した阿知須町における Cl の分

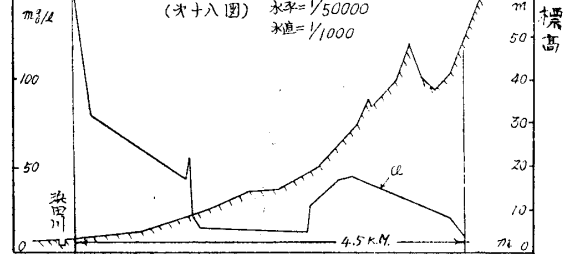


布を示したものである。従って同台地上および周辺には多数の住家がい集しているが、いずれの井戸水中にも Cl の含有が 100~400mg/l を示している。

阿知須町阿知須 地井水 Cl 分布図



山口県南陽町大神井水 Cl 分布図

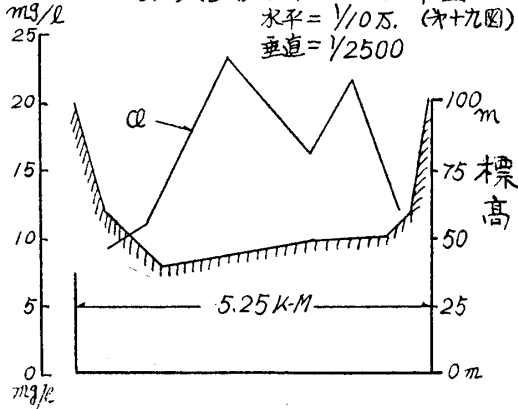


第十八図は南陽町浜田川沿いにほぼ南北 5km 間における Cl 量と標高との関係を示したものである。

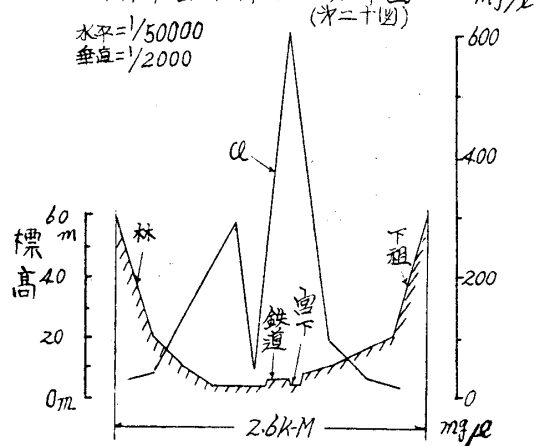
住家は河口より 2km 上流付近の標高 8m 内外の丘陵に沿って発達しているが、付近における Cl は 50~80mg/l である。又その北方に標高 15m 内外の盆地状台地があるが、付近における Cl は 10mg/l 内外となっている。更に標高 30~40m の山麓帯においては 20~40mg/l を示している。

第十九図は光市島田川河口より 20km 上流にある標高 50m 内外を示す玖珂盆地における測定値を示したものである。

玖珂町玖珂盆地井水 Cl 分布図



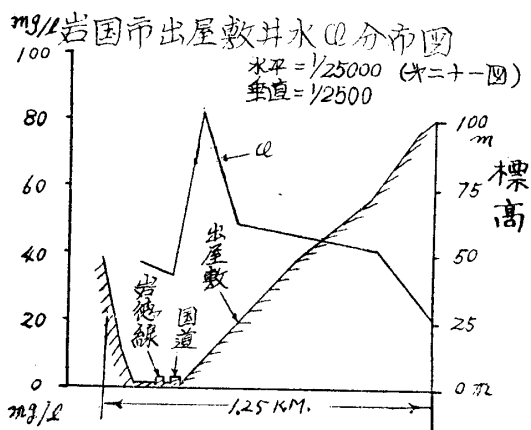
柳井市宮下井水 Cl 分布図



これは同盆地中央部をほぼ東西方向に走る線上において六カ所の井水を採取して Cl を定量した結果であるが、そのうち二カ所において Cl が 20mg/l を超過している。

第二十図は柳井市宮下付近における南北方向の断面と Cl との関係を示したものである。付近は標高 10~30m の傾斜丘陵地帯が南北両側にほぼ東西に長く発達している。標高 10m 内外の台地上では 100~200mg/l, 標高 30m 付近で 50mg/l 内外を示している。更に標高 50m 内外の山麓地帯においても 20mg/l 以上を示すものがかなりの範囲にわたり認められる。

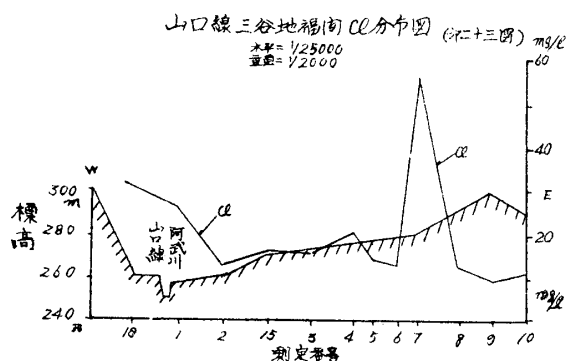
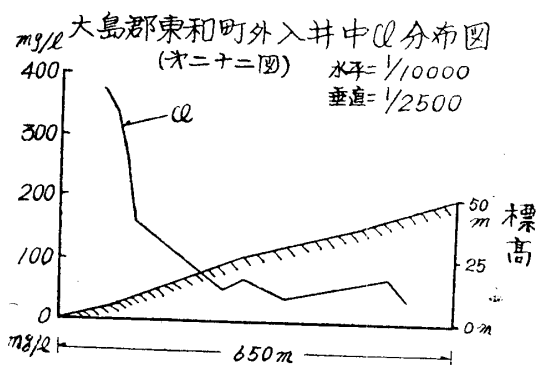
第二十一図は岩国市々街北東方の小溪谷に沿う地帯における Cl の分布を示したものである。標高 20m 付近では 100mg/l 内外, 標高 50m 付近で 40mg/l 内外を示している。又一点のみの測定であるが、標高 100m 付近において 25mg/l の Cl を含有することが知られた。



第二十二図は大島南海岸における南北方向の断面を示したものである。付近においては標高 10m 迄は 100~500mg/l 標高, 40m 付近で 30~50mg/l, 標高 50m 付近で 20mg/l 内外の Cl を含有している。

第二十三図は島根県との県境に近い徳佐盆地における東西断面を示したもので、付近は標高 260~280m の洪積台地である。付近における地下水は 15mg/l 以上の Cl を含有し、山間部における地下水に比較して Cl の含有量が大きい。特に山麓帯と洪積台地との境界

附近において Cl の含有が大となる傾向がかなり顕著である。



さらに同盆地の南 50km に位置する標高 50m 内外の仁保盆地における洪積台地においても 30mg/l の Cl の含有が知られている。

以上は山口県の各地における部分的な説明に過ぎないが、他の多くの地域においても略類似した傾向を示している。

次に井戸水中における Cl の異常含有の原因は地殻内より湧出する塩分泉又は人工的汚染等が考えられるが、前述せる如く、Cl の異常含有地帯が常に洪積台地および山麓帯の平坦面等に沿って弧状又は帯状に広く分布することから海侵による残留塩分の影響と思われる。

従って Cl の異常含有の原因を海侵によるものとすれば、山口県の海岸地帯に散在する標高 10m 内外の洪積台地上に 100~500mg/l の Cl の存在が明らかであることから比較的最近における海侵が予想される。これは後述する海岸砂丘の研究により、先史遺物包含層が標高 6m 内外の海侵を受けていることが明らかであることから両者の関連が予想される。

更に山麓帯および山間盆地において 20~70mg/l の Cl の含有が各地において測定されているが、これが示す標高と洪積期赤土層の存在する標高との傾向が略一致している。従って山麓帯および山間盆地の如き高位における海侵は洪積層堆積過程において行われたものと考えられる。

4. 古代人類遺跡および遺物包含層高度の比較。

山口県における遺跡出土地帯は下関市綾羅木を中心とする響灘沿岸地帯および宇部、防府、光の各市を連ねる周防灘沿岸地帯の二地帯に集約されている。その他日本海沿岸および内陸盆地周辺にも点在している。

響灘沿岸地帯における遺跡出土地の標高は各文化期を通じて余り変化なく、略現在における海岸地帯および周辺丘陵地帯の標高 0~20m に位置している。

これに対し周防灘沿岸地帯における遺跡の標高は各文化期毎に甚だしく変化している。

第二十四図は山口大学教育学部小野忠熈氏⁹⁾による島田川流域における遺跡の鉛直移動を示したものである。即ち彌生式文化期初期における遺跡の欠除および中期彌生式文化期遺跡の標高の上昇等顕著な住居移動が見られる。

これは採取経済を主体とする縄紋式文化期より、稲作を取り入れた生産経済に発展した彌生式文化期における現象としては甚だ理解し難いことである。従ってこれが単なる民族の鬭争或いは河川の氾濫等のみによるのではなく海侵の如き非居住地帯の形成を考慮しなければ説明が困難である。然してその住居の移動が海侵および海退によって主として行わ

れるとしても、これがユースタテックによる世界的現象又は地塊の広汎なる隆起沈降等¹⁰⁾の外に地域的变化が可成り顕著であることが、海岸砂丘中に介在せられる遺物包含層の高度の比較によって推定することが出来る。

次に山口県瀬戸内海側における海岸砂丘遺跡の調査結果を表記する。(小野忠熈, 三浦肇, 筆者の共同調査)

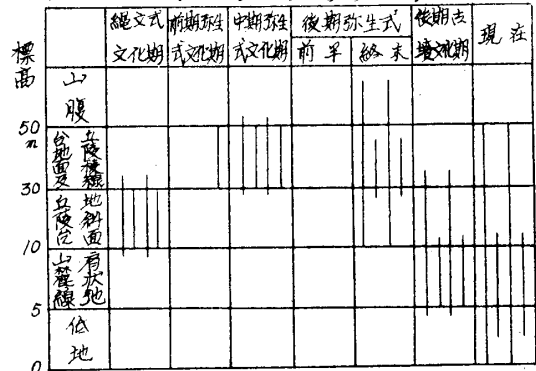
包含層の高度の比較を行うために海岸線における見かけ上の高潮位面を基準として高度の測定を行った。

遺物包含層は多くの場合暗赤紫色を呈する厚さ 0.5m 内外の中砂層よりなり、その上下層は海水堆積と思われる粘土および砂層により挟在されている。従って包含層中に介在せられる土器その他の遺物の時代により、海侵海退の時代的变化の推定が可能である。然し現在迄のところその資料は散点的で概略的傾向の推定に過ぎない。

砂丘遺跡の標高

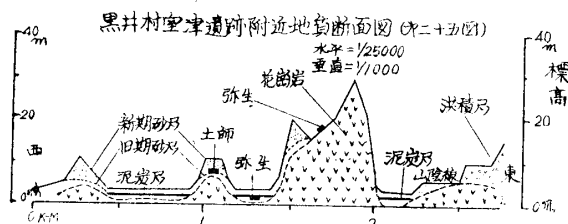
地区名	遺 跡 名	砂丘頂上の標高 (m)	高潮位より浜堤頂上迄の高さ (m)	見かけ上の高潮位から包含層迄の高さ (m)		
				縄紋後晩 1.2	彌生中期 1.8~2.0	土師須恵 -0.2~-1.5
下関市	六 連 島	3.5~4.0	0.7			
		7.0 7.0	2.33 4.09	早期末1.8 前期末4.5		
宇部市	岐 波	7.0				2.0
	月 崎	10.0?	1.97	後期 5.22 晩期 7.31		
山口市	見能ヶ浜 A B	7.5 7.5	1.30? 1.46	晩4.1~6.5 期2.8~5.9		7.6 3.0~6.1
		2.0~3.0	1.7	後 晩 期 0.8~1.1 -0.2~-0.8		0~-1.0

山口県島田川流域古代人類遺跡標高
(山口大学小野助教授による)(次二十四図)



縄紋式文化期後晩期以後における変動は見かけ上の高潮位を基準とすれば、山口県の西端六連島において +1.2m 中央部見能ヶ浜において +5m, 東端田ノ浦において -0.5m となっている。但し包含層はかなり傾斜し、見能ヶ浜の如きは 100m につき 3m の高度差を生じている。

次に後期古墳文化期以後における変動は六連島において -1m, 見能ヶ浜において 5.5m, 田ノ浦において 0 となっており、縄紋式文化期後晩期のものに比較すれば山口県の西端において沈下し、中央部において稍上昇となり、東端においては海岸低地に遺物が散乱せるため両者の関係不明となっている。



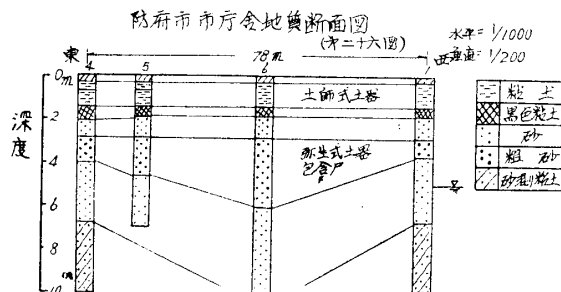
第二十五図は豊浦町室津，黒井村駅を結ぶ略東西方向の断面を示したものである。

この付近においては彌生式土器破片が標高 10~20m の丘陵性台地上に散乱し、土師式土器が標高 5m 内外の新旧砂丘の境界より出土している。又沖積層下部に発達する 0.5m 内外の層厚を有する泥炭質粘土中より最近彌生式文化期に属する縄打具，里イモ等が出土したので、この泥炭層堆積が彌生式文化期に属することが明らかとなった。

又第二十六図は防府市に庁舎基礎調査のために施行した試錐結果より求めた地質断面図である。この地下 0.5m 付近より土師式土器破片を出土し、更に厚さ 0.5m 内外の泥質粘土を介して地下 2m 付近より中期彌生式土器破片を出土した。これは小野忠熙氏の発見である。

即ち豊浦町黒井および防府市々庁舎の二地域に存在する泥質粘土層の生成時期はかなり近接していることは明らかである。

さらに光市島田川河口付近にも泥炭質粘土層の薄層を挟在し、これが堆積後において 2m 内外地層のずれを生じていることは既述したのであるが、この泥炭質粘土付近よりの遺物の出土が認められていないので、前述の泥炭質粘土との対比は出来ないが甚だしく類似している。従って三地域における泥炭質粘土層がほぼ同時代における堆積と仮定すれば彌生式文化期以後においてかなり顕著な変動のあったこととなり、島田川流域における古代人類遺跡の鉛直変化の説明も容易となる。



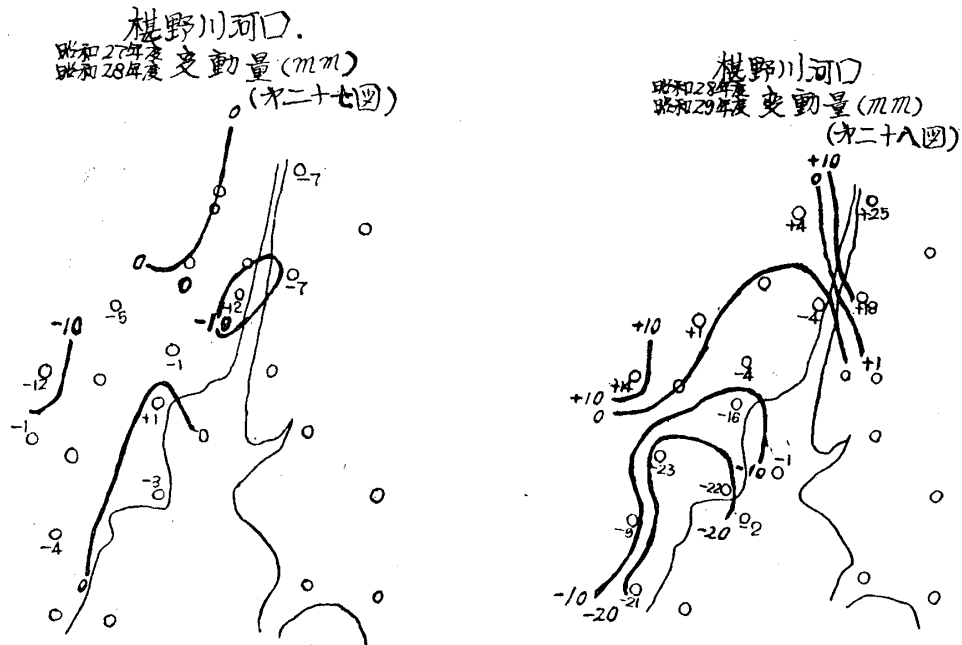
5. 水準測量による地盤沈下量の測定。

現在変動しつつある地盤の変動状態の推定には水準検測が最適である。昭和二十一年の南海地震の結果、瀬戸内海沿岸地帯は地盤に変動を生じ、これがため高潮による塩害その他の災害を蒙りつつあると云われている。¹¹⁾¹²⁾

この地盤変動の実態把握の一つの方法として中国四国地方建設局により瀬戸内海沿岸地帯の検測が実施されている。¹¹⁾これ等の結果より、瀬戸内海沿岸地帯において変動量の異なる地帯は常に異なる構造線を伴っている。然して隔年毎の変動状態¹³⁾は常に一定せる場合と対蹠的な変動を繰り返す場合等かなり複雑な地塊運動の集合となっていることが推定される。山口県においては榎野川河口付近および防府平野の二地域において検測されているが、¹⁴⁾余り明瞭な地塊運動は認められない。それは全体として変動量が少なく、構造線に沿う変動があっても明瞭に

見出されないものと思われる。

次に榎野川河口における測定結果を図示すれば第二十七図および第二十八図の通りである。



昭和二十七、二十八年の一年間における変動は榎野川右岸沿いにほぼ南北に細長い不変帯があり、その両側が共に沈下している。これに対し二十八、二十九年の一年間の変動は前年と反対にその両側が共に隆起し、右岸の南部下流が沈下している。従って二年間に亘る変動としては榎野川の左岸上流が隆起し、右岸下流が沈下する結果となり、一定の変動は行っていないが地域的にはほぼまとまった変動をしているように思われる。然し変動量はいずれも微小であることから、これ等の変動は構造線に沿って生ずるものであっても局部的な変動として表われているものと思われる。

IV 結 論

厚東川構造線に沿って形成された宇部夾炭層を見るに、現在西方ではほぼ形成当時の厚層をのこし、東方では下部層のみよりなる薄層を残存している。これを不整合に被覆する第四紀層は逆に東方に厚く西方に薄い傾向を示していることは多くの坑道および試錐の結果より明らかである。⁶⁾ このような対蹠的な地質現象は夾炭層堆積の終末および洪積層堆積過程において榎野川構造線を境として西側の基盤が隆起および沈降をシーソー式に繰り返した結果生じたものと思われる。

次に洪積期末における基盤運動の傾向は、赤土層の堆積条件の相違および井戸水中のClの異常含有の原因等なお検討すべき事項を残すも、一応洪積層堆積時における海侵を仮定すれば、瀬戸内海側は、吉田川以西および佐波川以東の両地塊が隆起したことが考えられる。又この時代には内陸においては中国山脈の西端部に顕著な隆起のあったことが予想せられる。

更に沖積期初期基盤の運動は青灰色礫層を沖積期基底礫層と仮定すれば、河口におけるこの基底礫層の上部深度の比較により、南陽町以東の基盤が東方に傾動する以外は余り変動のなかったことが推定される。

又最近における変動に関しては下関市宮ノ原および防府市々庁舎付近両遺跡その他多くの砂丘遺跡等の調査により縄紋，彌生，後期古墳の各文化期の遺物包含層を被覆する海水成粘土および砂層の存在により先史時代における海侵海退の根跡を明らかにした。

以上の如く山口県瀬戸内海側基盤が厚東川構造線に沿って宇部炭田を生成し，樫野川構造線を境として夾炭層の隆起沈降を生ずると共に洪積層の厚い沈積が沈降部に起った。

次いで佐波川構造線を境にしてその東部の洪積層の隆起を生じた。更に富田川以東の構造線即ち末武川構造線を境にしてその東側の沖積期基盤の東北方への傾動を生じた。

又魚群探知機による海底泥質物の厚さの推定並びに砂丘遺跡の調査結果から現在に至るもなお同一傾向の傾動を持続することが予想せられる。このように山口県における基盤の変動が厚東川構造線を中軸として次第に東西両翼に時代と共に遷移することは注意すべき現象である。

これ等の事実は厚東川および樫野川両断層線谷の生成が夾炭層生成に先行すると考えられている⁶⁾ことから，最近の地盤運動は宇部炭田生成前に生起せる造地質構造線運動の継続であると解釈すべきである。

従って現在生起しつつある地盤変動現象も過去における変動過程に沿って遷移するものと仮定すれば，山口県瀬戸内海側地塊が厚東川，末武川両構造線を概略的境堺として三つの地塊に分かれ，西部地塊即ち下関，小野田両市を結ぶほぼ 20km 間は余り変動を生じない比較的安定な地塊なるも，中央部即ち宇部，徳山両市を結ぶ略 50km 間の地塊は樫野川構造線付近を中心としてやや隆起の傾向を示し，東部即ち光，岩国両市を結ぶほぼ 50km 間の地塊は東方乃至東北方に傾動沈下する傾向を示すことが予想せられる。

尚山口県の東方に隣接せる広島平野の基盤が熊谷直一教授その他によって¹⁵⁾測定されたブッゲ異常の分布より西南方に顕著な傾動を示していることが推定され，これが山口県における東部地塊の傾動と対蹠的であることは注目すべき現象である。これは山口県の東北方山地の顕著な隆起現象とともに広島湾を中心とする造盆地運動であり，現在大阪，名古屋，東京その他日本各地において認められる造盆地運動の一連鎖をなすものと思われる。

尚本研究費の一部は科学研究費によったことを付記する。

参 考 文 献

- 1) 福田理，地層丘陵に関する一考察（故河田教授追悼記念号）1954。
- 2) 富田芳郎，新时期地形対比の規準としての土壌断面（故河田教授追悼記念号）1954。
- 3) 渡辺光，地形と地盤運動との関連について，地理学評論39，9，1957，9。
- 4) 高橋英太郎，河野通弘，宇部地域の洪積層，山口大学教育学部研究論叢7，2。
- 5) 三輪正房，都市周辺地下水予備調査報告書，昭和28年度総合開発調査（山口県）。
- 6) 徳永重康，宇部炭田の地質学的研究，昭和5年4月，宇部鉱業組合。
- 7) 井関弘太郎，日本における海面の相対的变化と沖積層，日本第四紀学会1958。
- 8) 三輪正房，吉田滋，島田川における地下水流量，山口大学工学部学報，8，1，1957，12。
- 9) 小野忠熾，島田川流域の遺跡調査研究。山口大学島田川遺跡学術調査団，1950—1953。
- 10) 井関弘太郎，沖積世の地盤変動とユースタン，地理学評論，29，10。
- 11) 地盤変動調査報告書（昭和30年度）中国四国地方建設局。
- 12) 中国地方高潮対策調査報告書，15号）昭和31年3月）中国地方総合開発委員会。
- 13) 三輪正房，地盤の傾動，山口大学工学部学報，9，1，1958，12。
- 14) 地盤沈下調査報告書（山口県樫野川河口沿岸地域）（昭和28年度）農林省岡山農地事務局。
- 15) 熊谷直一，阿部悦夫，吉村雄三郎，重力測定から見た広島市沖積地下の花崗岩基盤の深さ，広島

地学会報10, 1957。