

日本地質学会関西支部報 (NO.32)

1956年 4月 1日 発行

例会状況

1月例会(1月28日、大阪大学南校)

山隈延夫；応慶半島取部の中古生界について
粉川昭平、吉田純一；奈良盆地武庫の合ミツガ
シラ葦炭と弥生式文化層との関係
笠間太郎；望庄熔岩の性格について
小島信夫；平安京の不整合について

2月例会(2月25日、京都大学)

堀江正治；日本に於る湖面低下と後氷期の編年
——特にユースタチック運動に因りて
木村春彦；斜面に於ける分級機構について——
堆積機構の実験的研究(その11)

松下 進；カラコラムの地質

3月例会は中止しました

尚地質学会評議員は関西支部から次の入選が
送任にはりました。

橋山次郎氏、池辺展生氏、留任は松下進氏、
市川浩一郎氏が合計四名です。

北白川花崗岩中の 重鉍物

早瀬 一

京都市北白川の花崗岩中の重鉍物を採集して
その種類、量、存在状態等について研究した。
採集方法は地壑谷及び大文字山附近の風化した
花崗岩を65メツシユにくたき、パンニング、
重液、磁選によって分けた。一方濃砂鉍として
は比較的谷の浅い沢の砂で10メツシユ以上の
細かいものより同様の操作で取り出した。後者
に於てやゝ粗粒な部分のものまで用いたのは重
鉍物中の *Allanite* や *Anatase* 等をより
多く採集するためである。

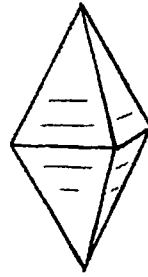
重鉍物の種類は *Zircon* *Anatase*、
Limonite (*Pyrite* 後の假像)、*Magn-*
netite、*Allanite*、*Moraxite*、*Ga-*
met、*Xenotime*、*Apatite*、*Ura-*
nothorite 等である。これらの鉍物はその
量及び種類の組合せが採集場所により著しく異
る。一般に古生層との界面部に近い大文字山の
谷(銀陶寺裏の谷)に於ては鉍物の量が多く、
種類も豊富である。*Xenotime* は相当あるら
しいが結晶がくずれ易く完全な美結晶としては
まれである。*Urano-thorite* は極めてまれ
である。

Zircon はいずれの場合でも比較的多量に産する。無色透明で放射性物質をほとんど含まないものと白色乃至黄褐色でかなり放射能のつよいものがある。両者の間で屈折率の差は余り著しくない。但し放射性物質に富む部分が葉帯構造をなして外側をかこむ例も多いから微細な Zircon の一粒のどの部分の屈折率が明らかでない。次に大文字山産 Zircon の屈折率をあげる。

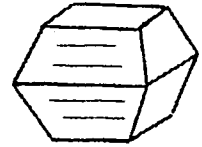
Zircon の色及び形	NO
無色透明	1,927—1,924
や・萌色白濁	1,923
白色で細い割目	1,929—1,921
丸みの結晶で透明	1,928
アメ色で細い割目	1,928—1,918
アメ色で乳白色	1,926

薄片では外側の放射性物質にとむ部分の方が中心部より屈折率が小さい。この関係は Hutton のニュージーランドに於ける重錳物中の Zircon の場合と逆である。Zircon の結晶及び放射能については既に *Mineral. Jour.* vol.1, No.3 PP147-159 (1954) に述べた。

Anatase は大文字山の谷に多量に産し地蔵谷その他でも少量産する。光学性は (-) の一軸性で屈折率が非常に高く 2.05 よりはるかに高い。蛍光分析で谷筋にテクソンが検出される。名古屋工大の福尾氏の御好意による X 線粉末写真の結果からも Anatase であることが認められた。結晶形は図(a)に示す如く鋭堆形で銅鉄色—暗青色のものが最も多いが、淡色のもの、黄色、黄褐色と種々の色を示し同一結晶中でも部分により色の異なることがある。黄色、黄褐色の結晶は必ず図(b)に示す如く底面があら



(a)



(b)

われ短形となる。鋭堆形で黄色—褐色の結晶は全くないが底面のある結晶で暗青色のものは存在する。微弱ではあるがいずれの Anatase にも放射能がある。多くある場所は花崗岩の中で接触部に近い部分である。

Limonite は立方体の Pyrite の結晶のままで大文字山の谷に多い。Magnetite も又接触部に多く見られこれを離れると少くなる。Allanite はいずれの場合でも少量ずつは採集せられるが大文字山の谷では特に多い。砂鉄として得られるものは黄褐色の变化したカウをむり丸くなっている。屈折率は葉帯により著しく異なる。

Allanite の屈折率

大文字山 (結晶の周辺部の黄色部)

$$\begin{cases} N_p = 1.690 \\ N_g = 1.692 \end{cases}$$

大文字山 (結晶の中心部、緑褐色部)

$$\begin{cases} N_p = 1.762 \\ N_g = 1.780 \end{cases}$$

修学院音羽谷 (緑褐色部)

$$\begin{cases} N_p = 1.759 \\ N_g = 1.777 \end{cases}$$

清州三台溝 (メタミクト) $N = 1.702$

志摩半島東部の 中古生界(予報)

大阪学芸大 山際 延夫

志摩の地質についてはかつて小川藤治が20万分の1鳥羽図幅及び飯塚保五郎が7万5千分の1鳥羽図幅を発表して以来、幾多の研究者の研究報告が出ている。松下達は1953年日本地方地質誌近畿地方に志摩の従来の研究をまとめた上に、独自の見解を述べている。

筆者は1951年以来同地の地質を研究しているが、ここに現在迄に判明した地質調査の結果を要約し報告する。

筆者の此の度の研究は飯塚保五郎がかつて松尾層とされた地域である。同地域は北は安楽島、五ヶ所構造線によって下部及び中部二疊系の河内層群と相対し、南は備後線によって時代未詳の中生界の的矢層群と相対する。

本帯の北からの配列を述べると次の様になる。
(北)

- 河内層群 二疊系下部及び中部
- 断層(安楽島、五ヶ所構造線)
- Serpentine* 進入
- 松尾層群下部、安楽島帯、下部白雲系下部
- 断層 *Serpentine* 進入 —
- 岩倉層群 二地帯 中部二疊系上部
- 断層 *Serpentine* 進入 —
- 松尾層群下部 白根崎帯、下部白雲系下部
- 断層 —
- 岩倉層群 斗野帯、時代未詳古土層
- 断層 —
- 松尾層群下部及び上部、下部白雲系上部

Monazite は大文字山の谷及び地藏谷の一部に産し微粒ではあるが黄色の美晶で結晶中に赤色の斑点をもつ。

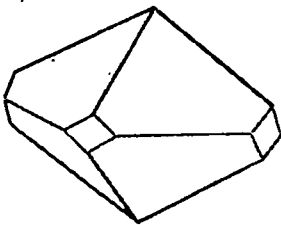
Monazite の屈折率

産出場所	N_p	N_g
大文字山	1.795	1.848
地藏谷	1.798	1.850
南木、ロクサホツタ	1.800	1.851
南木、若山	1.799	1.852
南木、エビス鉱山	1.795	1.850
石川山	1.798	1.849
亀岡市、行着山	1.791	1.841

オートラジオグラフィ法により放射能がかなり強いこと、トリウムに含むこと、及び *NaF* & *lead test* によりウラニウムもかなり含むことがわかった。

Garnet は桃色の微粒結晶で $N=1.817$ であり *Aplite* の薄片中に屢々見られるものと同一である。

Xenotime はやや煙った淡青色の時には黄赤と *Monazite* とを区別しにくい。こゝれが原因のため完全な美晶は少ないが図の如きものも見られる。屈折率は $N_o=1.721$ $N_e=1.816$



—断層 Serpen tine 進入—

青峰層群 青峰帯 中部二疊系中部

—断層—

今浦層群、上部エラ系

—断層—

青峰層群、築地帯 時代未詳古生界

—断層(俣像線)

(所)

約矢層群

—時代未詳中世界

註・青峰層群、青峰帯中には上部石炭系の岩切層群がレンズ状に挟まっている。

層 序

岩切層群

現在迄の筆者の調査では、青峰層群青峰帯中にレンズ状に挟まっているものと考えている。岩質は頁岩、チャート、白色石灰岩、輝緑凝灰岩からなり、白色石灰岩中に *Fusus linella* sp., *Schubertella* sp. 等を産する故、この石灰岩を含む地層は上部石炭系と考える。青峰山東麓に分布する。

青峰層群

岩質は主としてチャート、頁岩、砂岩からなり石灰岩を含む。鳥羽市浦村町今浦部落から青峰山一帯にかけて分布している。青峰帯及び築地帯の2帯からなり、青峰帯は磯部町草木谷及びカケ山の石灰岩中から *Neoochwagerina fuji-matoi* n. sp., *N. sakaguchii* n. sp., *N. sp.*, *Cancellina matsushitai* n. sp., *C. ? sp.* 等を産する故中部二疊系中部に相当する地層と考えられる。築地帯は今浦及び青峰山麓に白色石灰岩を産するが、北石末発見のため、現在のところ時代未詳古生界と考える。

岩倉層群

岩質は主としてチャート、頁岩、砂岩よりなり輝緑凝灰岩及び石灰岩を伴う。岩倉層群と青峰層群との岩相上の相異点は、前者にはうるこ状の頁岩中に砂岩及び輝緑凝灰岩のレンズが存在する点である。二地帯及斗野帯の2帯からなり、前者は鳥羽市専楽島町二地から加茂駅南方にかけて分布し、後者は白根崎から介石山北方を廻り、鳥羽市松尾町東北方にかけて分布する。二地帯の白色石灰岩から *Yabeina ct. leatoi* を産するから同石灰岩を含む地層は中部二疊系上部に対比できるが、斗野帯の石灰岩には化石が産しないので現在のところ時代未詳古生界と考える。

今浦層群

岩質は砂岩、頁岩及び鳥ノ巣式石灰岩からなる。鳥羽市浦村町今浦部落から青峰山にかけて分布する。青峰層群の青峰帯及び築地帯に挟まれて居る。前掲鳥ノ巣石灰岩から天射珊瑚及びストロマトポロイドを産し、上部エラ系に対比できる。

松尾層群

松尾層群は上部及び下部に分れる。下部は築地帯系、白根崎帯、松尾帯の3帯に分れ、主として砂岩、頁岩からなり礫岩を伴っている。砂岩の中粗粒のものはアムコース及び石英砂岩の系列をしている層が多い。主として頁岩中から *Polymeroda naumanni*, *Bakewellia shinanoensis*, *Amauropis ct. sanchuensis* 等の海棲貝化石を産する。上部は主として砂岩、頁岩からなり、頁岩中から *Nuculana α sp.*, *N. β sp.*, *Corbicellopsis sp.* 等の海棲貝化石を産する。下部及び上部は断層関係にある。上部

は松尾帯に見られ、五知峠に於て観察できる。

地質構造

各帯とも地層は東北東—西南西に延び断層で境をとり居り、各断層は急角度の断層である。古生層は見かけ上 60° ～ 70° の北落ちで単斜構造を示すが、中生層は何れも向斜構造をしめし、構造上大いなる違いがある。結論としていえる事は従来いわれた松尾層は単純なものではなく中生層、古生層が入り交った複雑な構造をなし、所謂松本兼郎のいうサンドイツチ構造をしめしているものと考えられる。

詳細な研究結果は後程地質学雑誌上に報告するつもりである。

註・青峰山正副寺附近に *Nuculana*? *cf. sanchuensis* を含む頁岩層がある。この地層は下部白堊系上部の地層が挟みこまれた小さなレンズ状のものと考えられる。(文献は紙面の都合で省略しました。様)

奈良盆地底部の含ミツガシワ草炭と弥生式文化層との関係

粉川 昭平 (京都大学)

吉田 純一 (御所実業高)

筆者の一人吉田(1955)は草炭の実用化研究の爲奈良盆地のほぼ中央部今里西方の寺川の川底より草炭を得、その物理化学的性質を研究するとともにミツガシワ (*Menyanthes trifoliata* L.) の種子が多数含まれている事を見出し、さらに野井戸*・川せ地の底などを主として町込みにより調査し、草炭の分布範囲

は寺川以西に限られ以東には堰木等を合む事が多いのではないかと推定した。ミツガシワの含まれる事に興味をひかれ地質調査を行うとともに文化層との関係を考察した。

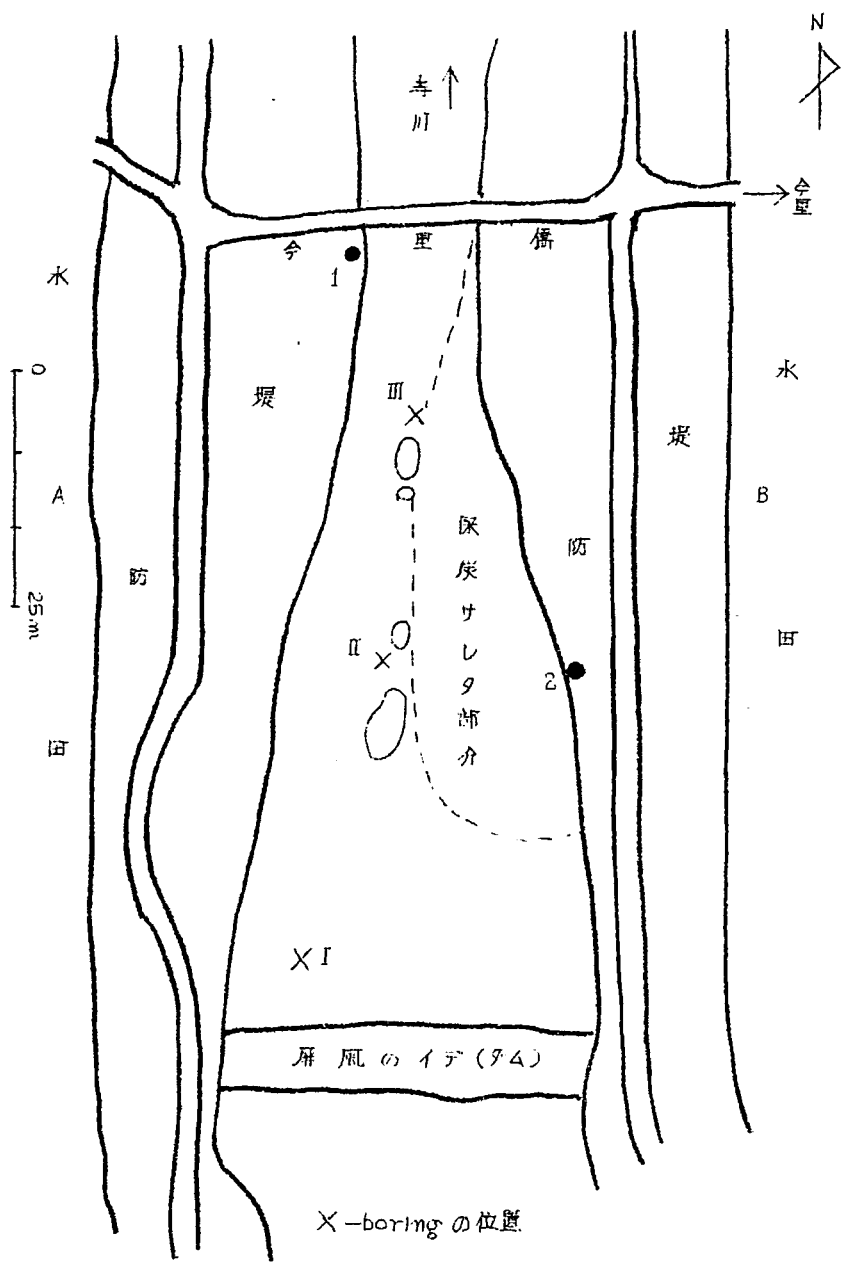
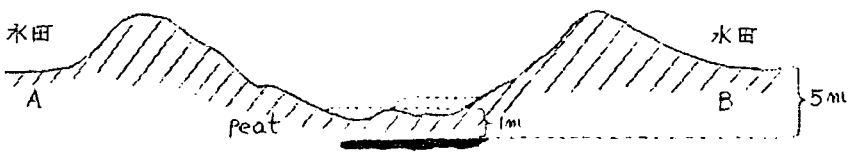
米内陸駐屯地兵候の奈良平野では灌漑水源として河川・溜池(總數15000)を利用してはお水不足をきたすため、水田4~5反に1個程度の割合で深さ4~5mの井戸を掘り、平年には覆蓋をして土を盛り旱魃年に掘り起して使用している。これを「野井戸」又は「隠し井戸」と称し、現在12000個余あるといわれる(寺田, 1955; 青藤, 1955; Murakami, 1951, 1954)。

① 奈良県磯城郡川東村今里西方寺川の川底

(25万分の1掛片) (Figs 1, 2, 3)

今里橋と「屏風のイデ」と呼ばれているダムとの間では終戦後採炭された事があり、もとの堤の一部がミズノバ・カナムグラ・カワヤナギ・アジなどの生えた島としてのこされている(Fig. 1)。寺川の水面は附近の水田面より約4m低い。ダムの北側の部分は深くえぐられ水面下に草炭の露頭がはかくとされている。Fig 1の Loc 1, 2 では黒色の炭質粘土(mica にとも高師小僧も含まれる。Polygonum sp. の種子をえた。)・褐色土壌・亜角礫層(褐鉄鉱で膠結され径5cm以下のgranite, 径3cm以下のdiorite などよりなる)がみられた。

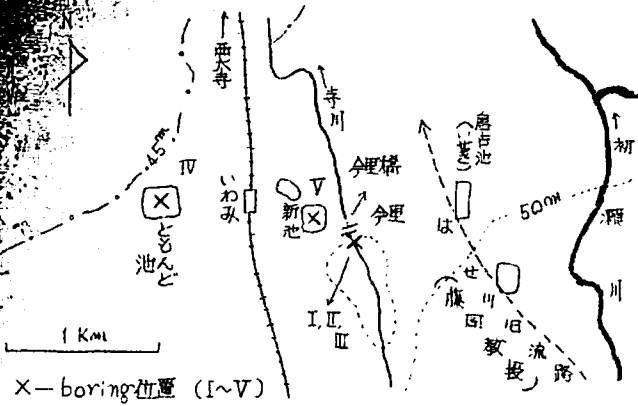
Soil auger で boring * をこゝろみた(Fig 3)。寺川の川底(Fig 1.3のI, II)では、greenish の silt~clay の下に約50cmの厚さの含 *Menyanthes* 草炭が存在し、それは水面下約1m 従って水田面下約5m下



である。
 この層
 炭を破
 ると必
 ず相当
 量の腐
 水をみ
 た。***
 今聖の
 面北方
 約200
 mの新
 池の底
 では地
 表面下
 3mと
 4m程
 のどこ
 るに
 green
 siltと
 はさん
 で2枚
 の合
 Meny-
 anthes
 層炭が
 みられ
 た (Fi-
 gs 2.3
 のV)。
 文化遺
 物包含
 層との

(Fig. 1) 今聖西方寺川川底地形及び断面図 (June 13, 1955)

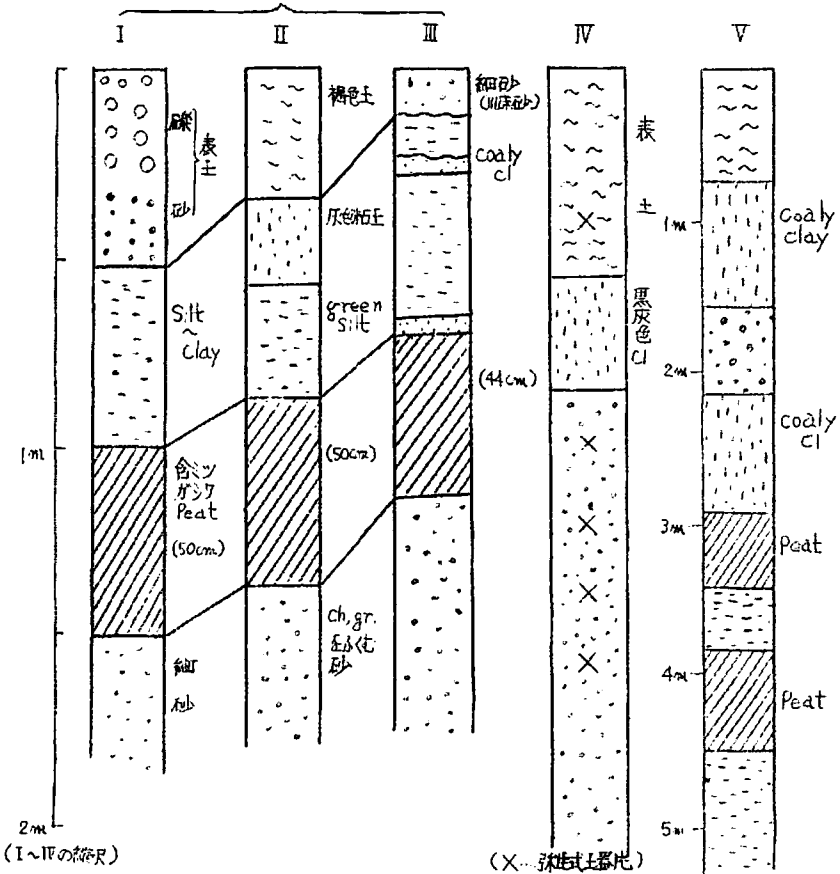
* 程度の含Menyanthes peatが2乃至1枚は含まれている。低位泥炭に属し木片はほとんど含まれず、まれに石英粒が認められた。炭化度は低いから中に全く炭化したgramineaeの茎がふくまれる。乾燥すると蒼白く硬化し、空気にふれると酸化して黒褐色に及ぶ



(Fig. 2) 今里附近boring地点図

層位的関係をはかりぬるため、遺跡の存在がしらべ同時に重炭酸あつたといわれる岸壁池でboringを行ったところ、約2mの深さ迄に泥生式の土器片がみられたが湧水の為厚炭を見出すには至らなかつた (Fig. 2.3のIV)。

以上要するに今里附近では地表下約5m; 海拔約45mのところは



斜線は含マンガシワ厚炭
 { I, II, III ... 今里西方寺川川底 (Fig. 1 参照) 海拔 46 m
 { IV ... 岸壁池北側 (Fig. 2 参照) 海拔 45 m
 { V ... 新池北側 (Fig. 2 参照) 海拔 49 m

(Fig. 3) Soil layer による boring 柱状図

る。

草炭中よりえられた植物遺体は、*Menyanthes trifoliata* L. (ミツガシワ)・*Polygonum* sp. (タデ)・*Carex* sp. (スガ)・*Actinostemma lobatum* Max. (ゴキツル)・*Phragmites* sp. (アシ)と *Menyanthes* が圧倒的に多く、その種子 50 個に対し他の種子は 1 個程度の割合であつた。又 11 種の淡水産硅藻が見出された。鞘翅目に属する昆虫の翅鞘がすくなくならず、*Tetrachyllus lumuliger* Marseul (ニジゴミシダマシ)・*Donacia* sp. (イネクヒハムシ) などが検出された。(植物は三木・小清水両教授及び野村卓世氏に、昆虫は中根助教に御教示をえた。)

*京大工学部村山教授より auger をおかりした。伊藤晴明・木村利行・三宅兼信・藤井忠晴・村元元神・中農常吉氏等に boring を手伝つて頂いた。

**土地の農家の入々はこの層草炭層の事を「^{イナダ}水蓋」と云っている。

② 奈良県生駒郡^{イカルガ}斑鳩町並松法隆寺草炭田 (2.5 万分之 1 倍量山) (Fig. 4)

奈良盆地の西部法隆寺の南方約 500m の国道北側の水田下より昭和 23 年墳墓天掘でさかんに採られた。今里附近の草炭層とほぼ同じ性質のものであるとの予想のもとに調査を行つた。甲藤次郎氏 (1947) 及び上岩眞次郎博士 (1947) が記載しておられる、上岩博士によると、地表下 0.45m ~ 6.00m のところに厚さ 0.9 ~ 1.5m の草炭が黒色粘土にはさまれて存在し、分布範囲は五百井・服部にも及

ぶ。炭田附近の地表の海拔高は約 50m であるから、草炭層の標高は約 45 ~ 50m となり今里附近のものと大差がない。野炭場跡に残された転石をみると、今里のものと区別のつかぬ「ヨシ泥炭」であつて、えられた植物遺体は、

Menyanthes trifoliata L. (種子 3 個)・*Carex* sp. (2 種)・*Phragmites* sp. などで、昆虫 (鞘翅目) の翅鞘・胸背板なども多い。又三木博士は以前に *Iris* sp. をえられた (未発表)。化石内容からいつても今里の草炭と同層準のものと考へてよいと思われる。法隆寺草炭田は奈良盆地西縁の矢田丘陵 (中心部は granite、奈良盆地にのせむ山麓には大阪層群相当層* がひろく分布) の南端部に位置しており、法隆寺の北側や龍田の北あたりには主として Sand-silt よりなり *Palaeurus nipponicus* Miki を含む I₁ より I₂ にわたると思われる地層が丘陵をなし、段丘と見える地形も存在する。これらの地層の地表調査結果と試錐の資料とを参照して、草炭層の層位をしりたいと思つている。又この附近には石器時代遺跡はほとんどしられていない。

*これらの地層はおそらく盆地東縁の白川・佐原累層と同じものであるが、植物遺体群によつて知られる (三木, 1948; 松井, 1955; Y. Noguchi, 1956)。特に郡山附近の *Ruppia* を含む漸成層の存在は注目にあたいする。

以上 2ヶ所の他奈良盆地ではさらに 2ヶ所草炭の存在が知られている。

① 奈良県南葛城郡^{イカルガ}斑鳩町大字^{イカルガ}城小字^{イカルガ}美^{イカルガ}原村彌吉氏方水田面下約 10m (2.5 万分之 1、

前所)。 (奈良学大木村利行氏の未発表資料)。

これは金剛山東北麓の花崗岩の砂礫よりなる扇状地に含まれるもので、海拔高約140m、厚さは10cmにみたす下位に厚さ約10cmの mica を多く含んじや、greenish な clay-silt を伴い、かつて大きな埋木を出した事があるという。gramineae の莖は多いが Menyanthes その他の種子はえられなかつた。市原実講師の御示唆によりこの草炭層が奈良盆地低地部の地層とどの様な関係にあるか手廻りをえたいと思つたけれども無爲に終つた。

② 奈良県大和郡山市北部、上水道第一号井 (志井四, 1952) 及びその東方佐保川流域 (島倉教授の御指示) その他、

那山上水道第一号井は標高約60mに存在し、深さ1.52~5.46mに草炭が存在するという。これらについてのくわしい資料は今のところ全然えられていない。

以上記載した草炭の存在にはふれられてはいないけれども、藤岡謙二郎教授 (1941a, b; 1943; 1955) は先史地理学の立場より、高地に縄紋式文化より低地に弥生式農耕文化への聚落立地の移動*の原因の一つとして「近畿的な地形的制約」すなわち「低湿地における居住不能の幸災」を強調せられて、奈良盆地の古地理的変遷について次の様な注目すべき見解をのべておられる (筆者らの理解しえた範囲でまとめてみた)。**

① 縄紋式文化期——奈良盆地周辺の縄紋式遺跡には次のようなものがある。

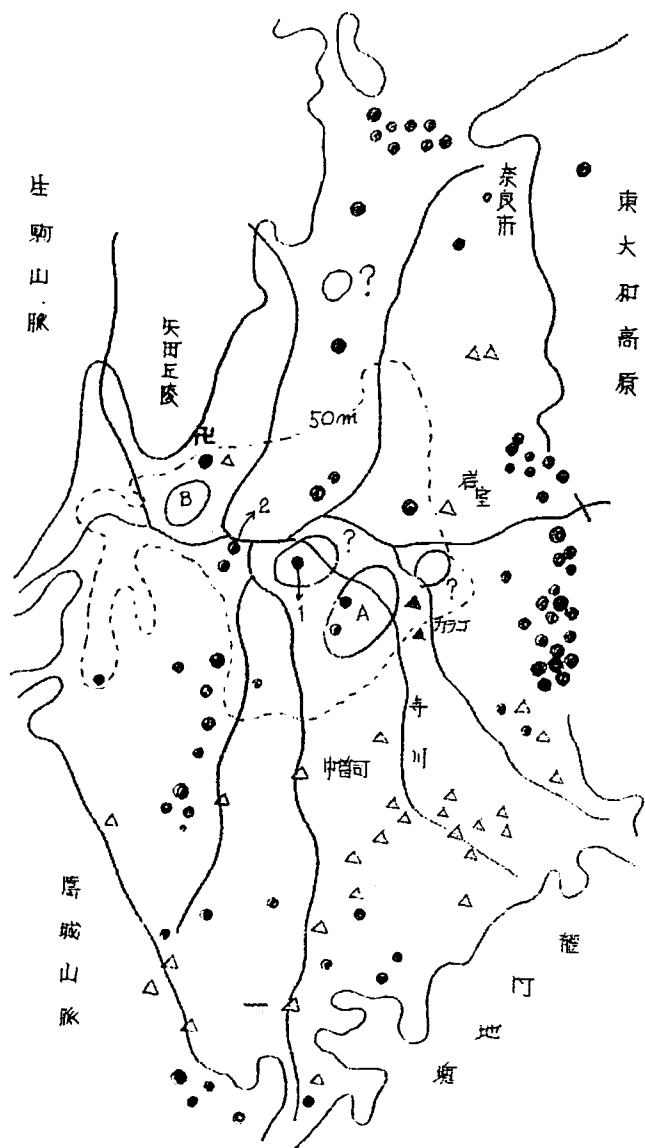
- a) 山辺郡部野村高塚 (前期, 海拔100m 以上の段丘)
- b) 吉野郡大淀町下淵 (前期, 海拔160m

の段丘)

- c) 吉野郡中荘村宮滝 (中・後期, 海拔188mの汀岸段丘)
- d) 天理市布留 (中・後期, 海拔82mの布留川谷口扇状地)
- e) 磯城郡三輪町金屋 (前期, 海拔75mの初瀬川の谷口扇状地)
- f) 北高城郡磐城村竹内 (前期, 海拔90mの岩谷川扇状地)
- g) 高市郡堀原 (前期, 海拔約70mの丘陵尖端)

以上のうちc, e, f, gは弥生式時代にも踏襲される。縄紋式遺跡は山間部の高地か又は時代が下ると山麓部の谷口扇状地や沖積低地への傾斜変換地帯に立地する様になる。買塚はなご当時の地形を科学的にするを得ないが、さうく100m以下の低地帯が未だ低湿のアネクメネーをなしていたのである。

② 弥生式文化期 (Fig. 4) —— この頃になると遺跡は低地部に進出してくる。すなわち奈良県磯城郡川東村唐古 (1800~2200年前)、耳成村坪井、山辺郡二階堂村岩室 (平等坊)、高市郡栗吉村中曾司、新沢村^新一^新などの重要低地遺跡のうち新沢村以外は50~70mの間に位置しており、しかも低地立地を標識とする筈の弥生式遺跡が50m-contour内の「中央低地」内よりはほとんど発見されない。又唐古発見の上層には水運に關連した舟の描かれたものも二つ存在する。又唐古の堅穴に挿した下位の粘土層には“green mud”が注意されその上を覆う砂層が旧初瀬川の三角洲によるものと見られる。この様なことから弥生式文化期のころは前代の縄紋期の湖沼帯が河川による新三角洲添加によつてせまめられ、50m-contour 内



- △ 弥生式遺跡
- 前方後円墳 (1-島根山古墳, 2-大塚山古墳)
- 草炭 (A-今里西方, B-法隆寺炭田)

(Fig. 4) 奈良盆地の遺跡と草炭の分析
(縣岡教授の図に記入)

③ 古墳時代(原史時代)(Fig. 4) — このころの争橋は古墳が多くを物語る。その分布をみると50m-contour内部の低地へも進出してくる。土師器・祝部土器等もそうである。特に着しいのは、磯城郡川西村大字唐院にある島根山古墳***及びその西の北畠郡河合村大塚山古墳でいずれも海拔40mに近く位置している。従って前代の弥生式のころの低濕地はこのころほとんど消滅し去つていたのであろう。條理地割の遺存もこれを支持する。

④ 歴史時代 — 低濕地が消滅したとはいえお申中央低地部が居住に好適な文化の中心となりえなかつた争は次の争橋によりしりうる。すなわち 藤原京(694~709)・平城京(710~784)ともに、70m程度の盆地周辺部が選ばれており、特に後者の場合文化の中心が後に更に高燥地である今日の奈良市街地へと移行した。又世に至る迄大和川は主要な水運交

部の中央低地のみ居住不能の沼状濕地としてのことかたのものであろう。

通路となりえた。又低地部はしばしば洪水にまわられた。***

「弥生式文化における聚落立地の性格は常に低地性という言葉を通じて強調される。」それは「その機能を水田経営の農業において弥生式聚落の必然的な発展を示す当然な立地の移動だと考えられる。」(森本：1941)

***このような聚落立地移動の経過は奈良盆地に限らず一般的のものであつて、それは沖積初期の汎世界的な海水面上昇とその後の海退という地質現象とむすびつく(湊，1954)。

***平野の中に孤立する古墳が海中に突出する嶋嶼の如き故「島根山」又は「島ノ山」の名をえた。古墳時代盛期の前方後円墳である(佐藤，1920；榎原，1922；末永，1950)。

***筆番らが見出した所によると明治初年庄寺川は現在よりもっと深く水量も多く小舟が大阪より通い、今里附近は俗に「ハマ」と称し「今里千軒」といつて多くの家が集つていた由であつた。近世型中央低地はやゝ水郷的は景観を呈していたのではないかと考える。又島根山古墳の近くに「^{グロツク}聖土」という字名があつたり、40 m-Contour 内部の^{アト}築堤村には潟田あり、潟田植物である「牛」を栽培していた由である(三宅達信氏・岡橋主税氏による)。

次に注目すべきは上治博士(1947)の法隆寺草炭田の成因に関する見解である。上治博士は同草炭層は沖積初期迄存在していた「奈良化石期」に生じた浮島が埋没した化石泥炭地(Fossilienmoor)堆積物であり、草炭の分布の境界は極めて明瞭で急に消滅し当時の浮島の形態を推定はしむるにたるとされている。

以上「I」期頃より庄駒山脈・東大和高原の基

盤隆起により形成され始めた奈良盆地がその後幾多の交遷をへて後、湖沼・低湿地をへて現在に至つた事情のごく一端がうかがえる。しからは、今里・法隆寺の含ミツガシワ草炭はこのようは古地理的交遷のうちどの時期のものであるらうか。

Fig. 4は藤岡教授(末永・小林・藤岡，1943)による文化遺跡分布図に、草炭の分布を記入したものである。これを見ると含ミツガシワ草炭はほぼ50m-Contour 内部の中央低地にあり、弥生式文化期のころの古潟湖に堆積したかにみえる。筆者の一入吉田が野井戸等の調査により草炭は寺川以东には分布はしないといふと推定(前述)していた事も考えあはされる。もしそうとするならば含ミツガシワ草炭は2000土年前のものとなる。最初はこの様に考えたのであつたが現在はあそらくとつと古いのであつたかと考えている。その理由は次の如くである。

① 前述した様に今里附近の含ミツガシワ草炭は地表面下約5mに存在する。一方この附近で弥生式遺物はこの様に深いところには発見されない。たとえば唐古の遺跡では地下約4~5尺の範囲(末永・小林・藤岡，1943)に包含され、その下には粘土中に多くの植物を含んでいた。岩室(平塚坊)遺跡では遺物包含層は地下1.5~5尺の範囲内にあつた(佐藤，1919)。我々の調査に於ては祥聖池において土器片の含まれていたのは約2mの深までであつた(Fig. 3のIV)。一つの boring core において草炭及び遺物とともに含まれる如き地層を是非とも掘りあてたいと思つたが果となつた。

② 沖積世の flora は三木禪士(1948, 1950, 1953)によつて明らかにされたい。

クス、シイカシ、ムクノキなどを含む現在所方
 要素にとんだ温暖なものである(三木博士の“
 Aphananthe bed”の flora)。奈良盆地
 地でも縄文、弥生文化層に伴う flora は同様
 暖地性のものである。たとえば小清水博士(1
 936)によると藤原宮跡よりはナギ・ムクノ
 キ・ツトカスラ・アカガシなどが出土し、唐古
 弥生式遺跡よりは小清水博士(永永・小林・藤
 岡, 1943に引用)、尾中博士(1939)によ
 ってサカキ・イチブガシ・アカガシ・アラカシ
 ・ツバキ・ムクノキ・ムクロジその他が発見さ
 れた。最近新沢村^ノ発掘の際も小清水博士(未
 発表)によって同様な多数の遺体がえられた。
 大阪平野のものは三木博士(1954)により現
 在の神社にみる原始の森と大差ない森林が復元
 せられた。この様は暖地性 flora と奈良盆地
 底部の含ミツガシワ草炭とを同一時期のものど
 する事が出来るであろうか。現在でも洛北深泥
 地やその他近畿では9ヶ所はかりミツガシワが
 現住し濕原をなしているのだからミツガシワだ
 けでは何とも云えぬが、法隆寺草炭田より三
 木博士によってえられた Iris sp. はこの炭
 考慮すべきにはなからうか。

非常に消極的な理由ではあるが上のような考
 察から奈良盆地底部の含ミツガシワ草炭は洪積
 末期 J₃ 頃のものと考える。含ミツガシワ草
 炭の分布が弥生式文化期の頃の古奈良湖(50
 m-contour 内部)と一致するかにみえるの
 は偶然の一致か、又はおそらくは 50m-con-
 tour 以外の高いところでは表土あつく 5m 程
 度の深さの野井戸等では草炭層があつても違ひ
 はないのではないだろうか。

米低地の水田下の草炭よりミツガシワのえられ

た例は近畿地方では a) 兵庫県水上郡黒井町
 七田市及び小多沢泥炭層(三木, 1948, 1953)
 b) 京都府南条郡神田野村天川(三木, 未発
 表) c) 滋賀県野洲郡中里村^ノ蛭^ノ窪(三木, 未
 発表) d) 京都府丹波郡以及久木村^ノ館^ノ(三木, 1948
)などが知られている。このうち d, b には
 ツルゴケモモ・ヒメソヤクナゲなどを伴い明瞭
 に寒冷気候を推定しうるとされる。又三木博士
 (1955) により東大和高原上の森酢峠にて多
 くの conifer を含む寒冷 flora が知られて
 いる。

紙面の都合で引用文献は省略致しました。(候)

室生熔岩の 性格について

大阪市立大学 笠間 太郎

瀬戸内地質区の総合研究の一環として、二上
 山に続いて、団体研究を目的した室生山附近の
 野外調査は昨春一応完了し、以後は岩石・化石
 などをそれぞれ分担して室内作業を続けている。

室生山附近の地質については昨春の総会にお
 いて発表したが、ここではとくに室生熔岩の岩
 石学的検討の結果をまとめて報告することにす
 る。

1. 室生熔岩は Welded tuff

室生熔岩は君塚氏により、黒色の含紫蘇輝石
 黒雲母石英斑山岩と淡灰色の黒雲母石英岩(以
 下それぞれ、黒熔岩、白熔岩とする)に区分さ
 れ、黒熔岩は第一次、白熔岩は第二次活動によ
 り生成された Lava flow と考えられている。

今回の調査では、両熔岩は活動時期を異にし、

貫入関係にあるものではなく、同時期の噴出により生成された岩石の facies の差という結論を得た。君塚氏が貫入関係にあるとの有力な証拠にあげられた、長走滝附近の露頭でも、その反証があげられているが、この点の詳細は別に発表する。

室生熔岩は Welded tuff という点、その広大な分布、重直に切り立つ絶壁をなす露頭、大まかな美事な柱状節理の発達などの現出状況から推定されるが、白熔岩中には、しばしば阿蘇塔岩にみられる様な、数cm大のガラス質のレスス状岩片を含む岩相がみられる。またふるの谷の露頭では室生熔岩に挟まる凝灰岩があり、硬い岩層の部分と、柔らかい凝灰岩が数cmの細かい互層をなしているのが認められるが、室生熔岩を Lava flow と考えると理解しにくいものがあり、これを Welded tuff とし、柔らかい凝灰岩の部分を熔結され残ったところとすれば容易に解決される。

Welded tuff の確認は鏡下においてなされた。薄片は例外なく軽石を含み、特徴ある Eutaxitic-structure が認められた。黒熔岩と白熔岩の差異は鉱物組成の上からは認められず、石基部が黒熔岩では白熔岩に比して、よりガラス質で、fluidal structure が顕著なのに、一方白熔岩では microcrystalline-structure をとることが多い。白熔岩に含まれるガラス質岩片は軽石のほか、黒熔岩と良く似た岩質のものがある。単晶鉱物の光学性は第一表に示した。両熔岩を通じて変化はみとめられないが、量的に言えば紫蘇輝石の含有は黒熔岩に多い。

第一表のほか斑晶として Anorthoclase があるが未測定、Accessory mineral として

Magnetite, Angite, Apatite, Zircon などがある。石基の glass は1個の測定値であるが 1.510 ± である。

第一表

Optical properties of phenocrysts

Plagioclase	An32~38 (min30 max48)
Quartz	$\omega=1.542 \pm$
Biotite	$\delta=1.667 \sim 1.676$ $\begin{matrix} \times \text{yellowish} \\ \text{Z black} \end{matrix}$
Hypsthene	$\delta=1.705 \sim 1.719$ $\begin{matrix} \times \text{pale pinkish} \\ \text{pale blueish} \end{matrix}$ -2V 66°~53°

2. 室生熔岩は Plagioliparite

室生熔岩の分析値・ノルムを第二表に示した。黒熔岩・白熔岩をそれぞれ2個づつ分析したが、紙面の都合上 N.0.1 の白熔岩と N.0.3 の黒熔岩を表に示した。4個の分析値を重じて、予想どおり、両熔岩の化学成分に差異は認めにくい。顕著な点は H_2O^+ が黒熔岩で、白熔岩に比べ倍近く多く出ていることである。このことは鏡下で黒熔岩がよりガラス質である反と考え合わせ、volatle matter の濃縮していた部分が黒熔岩を生成したと推測させている。

ノルムの表で重要なことは $Or > An$ という点である。従来室生熔岩は Dacite されていたが、分析によれば liparite 又は Rhyolite と呼ぶべきものである。また $Or < Ab$ であることから Plagioliparite 又は Soda-Rhyolite とすべきである。

分析値・ノルムを $(FeO + Fe_2O_3 - MgO - Na_2O + K_2O)$ ($Or - Ab - An$) ($Q - Fo - Fa$) ダイアグラムにプロットしてみると、一応紫蘇輝石質岩系に近いところに落ちるが、アルカリの量が多いので、また Anorthoclase が斑晶として現れるのも推定されるように、アルカリ岩系の影響も認められる。

新 二 表

Chemical composition 4 Norm

	NO.1 鬼面岳(岳)	NO.3 伊弉山(岳)		NO.1	NO.3
SiO ₂	73.46	72.24	Q	31.3	30.4
Al ₂ O ₃	12.55	12.83	Or	25.0	25.0
Fe ₂ O ₃	1.65	1.77	Ab	34.0	33.5
FeO	1.35	1.44	An	5.5	7.0
TiO ₂	0.15	0.15	Wo	0.4	—
MgO	0.34	0.36	Mt	1.8	1.8
CaO	1.24	1.43	He	—	0.1
Na ₂ O	3.70	3.64	Il	0.2	0.2
K ₂ O	4.13	4.10	En	1.0	1.0
H ₂ O ⁺	1.13	2.15	Fs	0.8	1.0
H ₂ O ⁻	0.71	0.09			
MnO	0.04	0.04			
Tot	100.45 (Analyst, Y. Itihara)	100.24		100.00	100.00

中新世新世(G)に活動した Rhyoliteにはじまり Sanubite に終る、いわゆる瀬戸内火山系の火山岩はすべて曲線的な紫蘇輝石質岩系の分化経路をたどるものであり、鮮新世(H)の造陸期に活動した室生熔岩とは、その意味で岩系を異にしている。さきにあげたいろいろのダイアグラムでは瀬戸内系と室生熔岩の相異があまり顕著に出なかったが、最近松本隆氏が発表した Atomic Ratio による (Al-Ca-Na) ダイアグラムでは、明らかに異なる岩系にあることを物語っている。

日本に於ける湖面低下と後氷期の編年— 特にユースタチック運動に関連して—

栗原 隆 堀江 正治

日本の湖水の沿岸には多くの場合、旧湖水面

当時に形成された湖淵が湖岸段丘として存在している。これらの湖岸段丘の生成機構を考えてみると、(1)排水 (2) 地殻運動 (3) 気候変化による湖水面全面或は一部の低下が考えられるが、何れにしても比較的長期間の安定水位と。これに反して急激な湖水面の低下が生じなければ段丘地形は成立し難い。これらの中、(2)の地殻運動は既に幾例が報告したように、沖積世初期以降、多くの湖沼で 10⁻³ のオーダーであらわされるようである。(現在迄にわかつた範囲では、十勝国天然湖と仁科三湖とはこの例外であつて、これらは 10⁻²

のオーダーと考えられるが、特に後者は諏訪湖とはらんで瑞穂・フオッサマグナ褶曲帯中に位し、構造的に湖である点、その地殻運動量は注目する。)

次に、筆者既踏査の日本の湖岸段丘中、排水川をもたぬ湖、換言すれば内陸的クローズド・レーク周辺に存在している例をあげると、下記の通りである。即ち九州の池田湖、鏡池、伊豆先原の一碧湖、三宅島の山翠、日光の切込湖、刈込湖、五色沼、陸前嶋子の潟沼、男鹿半島の一の目淵、三の目淵、胆振の倶多楽湖等である。この中、特に倶多楽湖について述べてみると、こゝには2段の段丘が存在し、しかも段丘面は支筋泥礫岩に由来すると思われる角閃石母山岩の浮石におおわれている。この支筋浮石との被覆関係から、倶多楽湖岸段丘と北海道の海岸段丘との関連性が考えられるが、この低位海岸段丘中からは、湊正雄によつて *Mammonteus primigenius primigenius* の存在や黒土器文化石器の出土する事実が報告され、また

この低位段丘は橋本誠二等により日高のポロシリ、トツタベツの氷期と関連を有することが認められている。この考察は、須多瀬湖岸段丘の問題にとつて極めて重要である。(無土器文化はときに筆者の報じたように、北信野尻湖に於て *Elephas naumanni* Makiyama を含む地層を基盤とする湖底にも存在する)

以上述べた諸例から、汎日本的に内陸湖水面が数m内外低下した結果、段丘が存在していると思ふことが出来る。この中、三の目淵は野鹿地産(1939)による漏水が湖面低下の原因を、概して漏水のような偶発的原因に帰せしめることは疑わしく、また地殻運動によって成立したと考えることも出来ない。残された解釈は降水量の減少であるが、これについては既に Antevs がブルヴィアル・レークの存在を描述している。また氷河流域に於ては、気候変化による氷河の消長と氷河湖水面の変化とが密接に対応することが知られている。筆者は、これを日本アルプスの氷期と阿賀湖水面との関係に適用すべく、多くの圈谷ヤルンドハッカーの保存されている飯立山・後立山などの輝峰中に位する美久里ヶ池、緑ヶ池等の湖沼地形を調査したが、これらの内陸湖沼は著しく浅いか、又は急傾斜の湖盆地形の爲、段丘は保存されていない。この点、北海道の湖沼の一部は後氷期の編年にとつて重要である。何れにしても上述の状態であり、また氷河の現存しない本邦では内陸湖水面変化の要因と考えられる気候変化の争奪の有無を他の方法で推定するより他に仕方がない。そこで筆者は、日本列島という地域上では一局地の内陸湖水面の変化をかなり広範囲な海面変化と結びつけることは危険とは考えられず、然し現状として、この気候変化の推

定とユースタチック運動との関係を調べてみた。もちろん、ここにとりあげたユースタチックは海面変化とは Juvenile water や海盆の変化によつてもたらされるユースタチック運動ではなく、キューネン等のいうグレシヤル・ユースタシーである。

既に一部報じたように、日本の湖岸段丘上の旧河線附近にはしばしば、先史時代の遺物が保存されていることがあるが、青木湖、猪苗代湖、田沢湖、區斜路湖などで筆者の毎に先史時代の遺物及び資料は、何れも加藤利正、堀之内などの時代に属し、縄紋中期終末～後期初頭にわたるものである。地形学的な両析度の比較から考えると、非内陸的湖岸段丘と内陸的湖岸段丘との生成時代には大差が認められず、日本の湖はこの縄紋中期～後期の時代に今日よりも多雨であつた爲に、湖面が高かつたのではないかと考えられる。そしてこの縄紋中期～後期に小海侵のあつたことは酒造仲男によつて指摘され、また焼山貝塚の C^{14} 測定結果や、ヨーロッパの Tapes, *Purpura* 海侵の研究を参照すると、縄紋中期～後期の海侵は可成広い範囲のものであつたことが推測される。氷生時代に入つても小海侵はあつたようであるが、このような後氷期の湖水面変化と対応する海面変化については、各地の氷河に関する消息と共に、エニウエトク、ピキ二等に於ける最近の塵起珊瑚礁の研究や、また渡正雄、北川芳男によつて報告されたアバシリ湖、須別沼などの湖岸湖の銅度の変化が注目される。先述の気地からすると、日本の排水口を有する湖沼に於ても、その湖面低下の一部は降水量の減少に基づくことが考えられるであらう。

なお、冒頭に述べた湖岸段丘生成機構三要素

の最も複雑な組合せは琵琶湖である。Stegodon orientalis等を含む古琵琶湖層や、ブーゲ・アノマリーの着しい頁を示す琵琶湖盆の地球物理学的性質、琵琶湖岸段丘の地殻運動等を考えてみると、永期～間氷期～氷期～後氷期にわたる琵琶湖のゲシヒテの研究は、かなりの差しさを思わせる。これらのクロノロジーの問題の解明には、琵琶湖盆の地質構造や段丘の地殻運動及び測地学的研究と共に、古琵琶湖時代からの集積である湖底堆積物中の花粉・微化石の分析、生態の研究を行うことが、フリントの指摘したように、今日残された重要な鍵であることが痛感される。

斜面における分級機構

— 堆積機構の実験的研究(その8) —

京都学芸大 木村 善彦

さきに(1955年年会)流水による粒塵の分級機構の研究について発表したが、今回はその研究につけ加える意味で、粒子が重力によって斜面を転動落するような場合(たとえば崖錐の生成時あるいは三角洲の先端や海底谷の急斜面におけるような場合)の分級について述べる。

斜面転落による分級は斜面の角度や斜面の粗度に大きく影響されると思われるので、まず斜面の角度 I がどの程度になればどのような粒径 d の粒子が転動をはじめるといふ転動限界角度 I_c 、およびそれに対する斜面の粗度 dr (これは以下底面粒径を示す) の影響を実験的に調べた。

実験には $d=0.075\sim 5\text{mm}$ の砂粒を Tyler の標準篩で7階級に篩分けしたものを、斜

面の角度を任意に変え得るようにしたガラス板、砂岩板、セメント板等の上で行った。

その結果平滑な斜面 ($dr=0$) における I_c と d の関係については

$$\tan I_c = 0.39d^{-0.14} \dots \dots \dots (1)$$

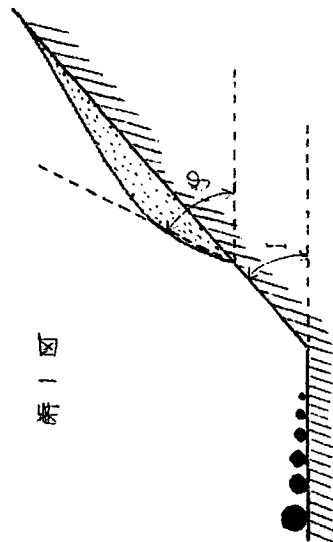
砂岩斜面 ($dr=0.1\text{mm}$) における I_c と d の関係については

$$\tan I_c = 0.42d^{-0.22} \dots \dots \dots (2)$$

なる実験式が得られた。(ただし後者の場合は $d < 0.1\text{mm}$ になると I_c が急激に大となるので(2)式の適用範囲は $d=0.1\text{mm}$ までである)

(1),(2)式からわかるように、もし dr が一定ならば、 I_c は何れの場合も d が小となるとともに大となるが、 d が一定ならば I_c は dr の大なる場合の方が大となる。

以上の実験結果から、斜面の I が一定ならば、斜面における粒塵の分級は、その斜面の I が、ちょうど I_c に相当する粒子より小なる残留粒子と、それより大なる転動粒子が分離されることによつて始まることにはなる。



図一 概

解一
四は大
小二種
の d の
粒子を
斜面上
にあた
えて、
このよ
うな状
態を実
験によ
つて示

したもので、転落した大粒子と残留した小粒子の分離が明らかに観察される。

この場合、転動大粒子と残留小粒子の分離が行われると同時に、転動粒子自体は d による転動速度 v との相違によつてさらに高次の分級を受けるのが認められる。

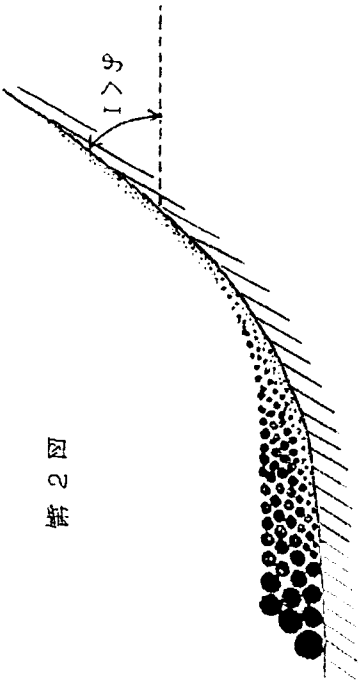


図
2
転

ほど d の大なる粒子が位置する。(この様な d の配列は実際の崖壁に普通にみられるものである。)

第2図の状態に至る経過を観察すると、 d の大なる粒子ほど v が大きく、これが d の小なる粒子を乗り越えて転動するのがみられる。このように d が大なる粒子ほど v が大となるのは、 I_c の場合と同様に d が大となるほど粒子に対する斜面の dr の影響が少くなるからであると考えられる。

ところで第1図の残留堆積物では、その堆積物の前面のはず傾斜角 α (すなわちその堆積物

第2
図は
 $I > I_c$
なる条件において種々の d の粒子を同時に転落させたときの状態で、斜面の下方かつ表面

の表面の最大傾斜角)は、いわゆる安息角 ψ (分級された粒子では $\psi = 40 \sim 45^\circ$)に相当するが、もし $I > \psi$ とはるときは、その斜面において $I_c > \psi$ となるような d の小粒子(たとえ $dr = 0.1\text{mm}$ の砂岩斜面上では $d < 0.2 \sim 0.3\text{mm}$ の粒子)は第2図のように斜面上に薄く堆積して ψ を示さないことは注意を要する。

以上は何れも乾燥粒子についてのべたのであるが、もし粒子が湿気を帯びているときは I_c や ψ は大となり、この傾向は $d < 0.1\text{mm}$ において急激に著しくなる。

一万水中斜面においては $d < 0.1\text{mm}$ の粒子の I_c は d とともにかえつて減少するが、これは微粒粘土質がゾル化して滑落し易くなるためであると考えられる。

なおこの種の実験において不連続点としてあらわれる 0.1mm の粒径は、すべての堆積現象に見られる一種の限界粒径に相当することは以前にも述べた通りである(堆積機構の基礎的研究(その1~7)参照)。

重力測定から見た広島市沖積地下の花崗岩基盤の深さ

京大地鑑 熊谷直一、阿部悦夫、吉村雄三郎

環鑿に崩れはてたる石垣の

ぬそへる蟹に潮のみちくる(熊谷)

緒言 表鑑の研究は数年前から広島市当局から深い関心を寄せられていたものである。昭和30年7月20日から測定を始め、丁度2ヶ月後の9月20日に全部の測定を終了した。

重力測定は、精度 0.18 mgal/s.d. の Worden 重力計を用いて行われた。市内己斐町の西方にある高さ 2.99 m の B.M. No. 1670 に於て東大慶研が測定した $g = 979, 666.63 \text{ mgal}^{(1)}$ をこの B.M. の標石中央突起に於ける重力と解釈し、これを広島市重力測定の基準とした。測定線数は 196。最初 $400 \sim 500 \text{ m}$ の測点間隔を採用したが、特に細部を必要とした白神社附近と比治山の東部では、測点間に更に測点を加え、極端には測点間隔は $150 \sim 200 \text{ m}$ になつた。重力計観測は、電車・自動車の交通による土地の微動のない真夜から拂曉までの間に行われた。太陽及び月の起潮力に対する修正には、海上保安庁水路部の作成した、広島市中夾部に於ける所垂時間中の起潮力曲線を用いた。この曲線の起潮力(線座標)は cm 単位で表わされており、且つこの起潮力は、地球を完全弾性体と仮定した場合のものであるので、これを変形しうる実際の地球に対する、然る mgal 単位で表わされたものに換算する必要があつた。この爲に昭和 30 年 8 月 15 日 0 時から 16 日 4 時まで、江波の地方気象台の地震計室の床上に Worden 重力計をすえつけて 1 時間毎に読をとつた。その結果を上記の曲線と比較し、最小自乗法によつて、曲線の線座標は変形しうる地球に対し広島市に於ては $0.01833 \pm 0.0067 \text{ (M.E.) mgal/cm}$ なる値を有することを確めた。重力計のドリフトは、2~3 時間毎に求めたのであるが、 0.023 から 0.091 mgal/時 の間を変化したことが見出された。なお併進に大きは 0.228 mgal/時 及び -0.006 , -0.010 mgal/時 の如き異常ドリフトが記録された。

測点の海拔の高さは、紙屋町市電交叉点北方の B.M. No. 1667 の高さ 300.60 cm を基準

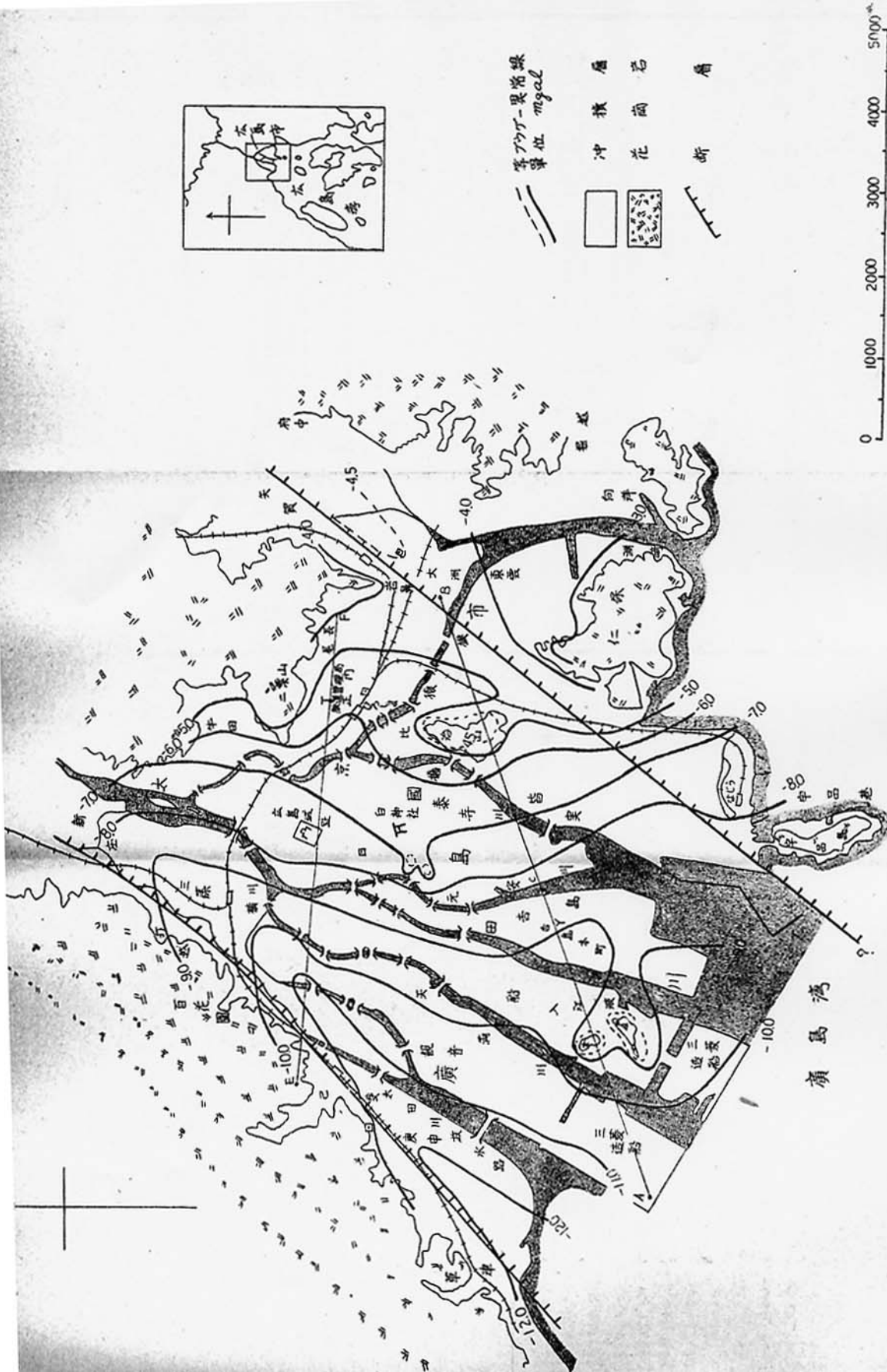
とする水準測量により 1 cm まで求めた。近地形修正に必要な地形測量の範囲は、測点から 100 m 以内とした。重力測定値の海面へ的高度修正には、係数 0.3086 mgal/m を用いた。これは正規重力の海面附近の鉛直勾配の値であつて、実重力の高度修正には、厳密に云ふならば用いられないのであるが、各測点の高さは W.V. 2 の 5.05 m , $\alpha. 15'$ の 5.98 m , $\delta. 1$ の 7.60 m を除けば、何れも 5 m 以下であるので、この係数を用いた爲の誤差は重要ではない。然し参考のために、市内 9ヶ所の火見樽を利用して Worden 重力計により実重力の鉛直勾配を求めた結果は、最小値は 0.293 mgal/m 、最大値は 0.314 mgal/m であつた。

測定域は沖積地の主要部を占めておるが、今後測定を継続しうる場合には、新庄以北、宇品區、府中から向洋に至る地域を測定する外に、広島城址附近を鑑別したい希望をもつておる。

広島市のブウゲー異常の意味とその分布状況

196ヶ所の測点中丘陵や山麓に接近しておるものは非常にわずかだ。大部分は非常に平坦な平原にあるので、大局を知るための最初の結果処理として、地形修正を省略したブウゲー (Bouguer) 修正を行つて g_0 を求めた。海面の高さに於ける正規重力 g_n は Helmert 1901 年式によつて計算した。 g_0 を 0.01 mgal まで求めるには、測点の傾度を $0''.4$ まで見出す必要があるが、この爲に縮尺 $1/10,000$ の広島平和記念都市建設設計画図に測点の位置を正確に記入し、更に江波の三角点の傾斜度と地理学雑誌発行の縮尺 $1/25,000$ 地形図広島島を参考にした。広島市のような狭い地域内のブウゲー異常 $g_0 - g_n = \Delta g_0$ は

$$\Delta g_0 = k + A \dots \dots \dots (1)$$



第一図 廣島市沖積地のフッゲ-異常の分布

で表わしうる。茲に ρ は近似的に場所により変わらないと見なしうる常数で、 A は地下の地質構造の反ばす鉛直引力である。 ρ は完全地殻均衡を仮定した場合の物質分布(この内最も主要なものは日本海と太平洋の海底の下にある重い物質である。)の反ばす鉛直引力とジオイドの凸凹による ρ への補正値とからなるものである。

重要な項 A の意味を考えて見よう。本島市の中心を中心とする半径11 km の円内にある丘陵・山地・島を構成する岩石の全部は花崗岩と小露頭の石英斑岩である。同一圏内に出てくる低密度の水成岩は沖積層だけである。従つて慶島市の地下は、花崗岩及び花崗岩質岩石の基盤の上に第四紀層が乗つてある単純な構造と考えられる。花崗岩及び花崗岩質岩石の密度は 2.7 g/cm^3 、第四紀層の密度(水を飽和した)の範囲は $1.6 \sim 2.0 \text{ g/cm}^3$ であるから、この下限値 1.6 g/cm^3 をとれば、基盤と第四紀層との密度差の上限値は 1.1 g/cm^3 である。上記の圏外には古生層の露頭が見られるから、基盤岩石中には花崗岩の外に古生層の存在する可能性は否定しえない。古生層の密度は 2.6 g/cm^3 であるから、基盤が全部古生層である極端な場合を仮定して上記の密度差の数値 1.1 は 1.0 となるにすぎない。若し基盤が主に花崗岩からなり古生層は小部にすぎないとするならば、有効数字2桁の数値を採用するときは、密度差は 1.1 g/cm^3 である。

少し大膽であるが、いま第四紀層が全くなく、地表まで花崗岩であると考えた場合に $A=0$ であると仮定するならば Δg から ρ を引き去つてうる A は、第四紀層の占むる空間にある密度不足 -1.1 g/cm^3 の反ばす影響となる。ところが茲では ρ は未知常数であるから、 A もまた未

知である。この困難から逃れるには、 Δg 、 ρ 及び A の水平勾配を取扱ふはよい。水平方向の座標を x とすれば、(1)式から

$$\frac{\partial A}{\partial x} = \frac{\partial \Delta g}{\partial x} \dots \dots \dots (2)$$

をうる。即ち、ブウゲー異常の水平勾配を求めれば、それが A の水平勾配に等しい。勿論これは ρ を常数と見なしうる近似の範囲内に於てのことである。本文の主要目的は、 Δg の水平勾配から、第四紀と基盤の境界面の起伏と深さを求めんとするのである。以上は、局部地下構造を求むる場合には、重力偏差を利用すれば重力異常の中に含まれている未知常数の影響から近似的に逃れるということを示すものであつて深い興味を覚ゆる次第である。その前に先ず、第一圏に示された Δg の分布について、注目すべき定性的特徴を述べよう。

全部の測点について Δg の値は負である。その分布の概況は、東東北から西西南に向かつて次第に減少し、西部山麓で極小値をもつてある。東部の岩山の東側と天竺に小規模の極山が窺われる。仁保と江波の丘陵、比治山及び百神社を囲む極大値は、上記の一般傾向を乱してある比較的細かな分布である。定性的に云うならば、等ブウゲー異常線は、その値に或る係数をかければ、大隆第四紀層と基盤の境界面の地下等深線になると考えられる。従つて第一圏の等ブウゲー異常線の様子から、地下構造を次のように推定できる。先ず基盤面の全般的傾向は、東東北から西西南に向かつて傾斜している。西部山麓に沿つて基盤面は最も深く茲に谷を形成しており、この谷は西南に傾斜している。江波の二つの小丘は、吉島の南端部から西に大きく突出している地下の丘陵の二つの頂上が地表に現われているのである。仁保の丘陵と比治山の

中間部の地下は鞍型をなしている。比治山の地下の裾野は、西に向かつて大規模に抜かつて元野川の位置まで反んでいる。仁保丘陵の西北部を東北に走る -4.0 mgal の線がここを過ぎた後、丘陵の頂線に沿って南下しないで、そのまま東北に走っているこびから考えると、東雲地区の基盤面の傾斜、従つて深さは比較的小さい。市街の中央部にある白神社の神殿は高さ 3.6 m 、広さ $10 \text{ m} \times 10 \text{ m}$ の巨大な花崗岩の上に祀られてある。この巨岩の位置は -6.5 mgal の小さな卵形線の中に包まれており、この卵形線の外側に -7.0 mgal の線があることから見ると、この巨岩は、比治山の地下の裾野の両端近くにある小丘陵の頂上が地表に現われているものと解釈される。伝説によれば、白神社の巨岩は昔海中の島であつたといふことであるが、今回の重力測定によつて、伝説の正しいことを裏付けた事である。これについては詳しく後述する。吾峠に突出している岩鼻の地形も、明瞭に地下に裾野をもつていことがわかる。

基盤面の深さと起伏

$\Delta g''$ の分布から、全測定域にわたり、局部構造を含めた地下構造を求めることは、相当手数のかかる仕事である。本文では、比治山・江波を結ぶ直線と、尾長・吾花園を通る直線に沿つて $\Delta g''$ の分布から $\partial A/\partial x$ の一般的傾向を見出し、これによつて上記二線の下に基盤の様子を近似的に推定して見たい。

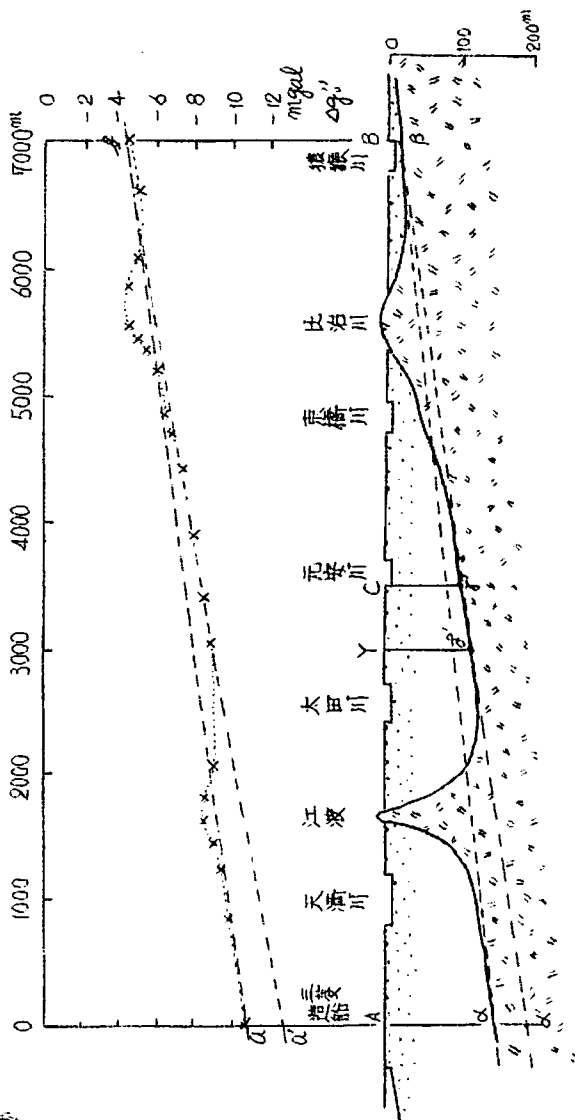
先ず、比治山・江波を通る直線 BA に沿つて $\Delta g''$ の分布は第二図の通りである。前域の通り、等アウター異常線は近似的には基盤面起伏の等深線と見做しうるから、第二図の $\Delta g''$ の分布から近似的に推定される基盤面の形は、四の下の方に示した通りである。但し基盤面各点

の真の深さは未知であつて、 $\partial A/\partial x$ から求めるのは、次に示す如く、相対深度のみである。猿猴川・元野川・観音地先の三菱造船 KK 構内 3ヶ所の基盤面の深さ $B\beta$ 、 $C\gamma$ 、 $A\alpha$ 間の差を求めてみよう。直線 $\beta\gamma\alpha'$ よりの上にある基盤岩石を第四紀層で置きかえたものとすれば、これに対する $\Delta g''$ の分布は近似的に B 点及び元野川附近の $\Delta g''$ の値から定まる直線 $\alpha\beta$ である。次に直線 $\beta\delta$ よりの上にある基盤岩石を同様に第四紀層で置きかえ、この直線より下にある第四紀層を基盤岩石で取りかえたとした場合の $\Delta g''$ の分布は、近似的に直線 $\alpha\delta$ である。今 \overline{AB} 方向の水平距離を x とし、 $\Delta g''$ の直線分布 $\alpha\beta$ と $\alpha\delta$ から $\partial A/\partial x$ を計算すれば、夫々 11.7×10^{-9} 及び $8.7 \times 10^{-9} \text{ gal/cm}$ 、即ち夫々 11.7 及び 8.7 Eotvos である。 $\partial A/\partial x$ から平面基盤面 $\alpha\beta$ 及び $\alpha\delta$ の傾斜を求める式は、

$$\text{基盤面の傾斜} = (\partial A/\partial x) / 2\pi G(\sigma_2 - \sigma_1) \quad \dots \dots (3)$$

である。茲に G 、 σ_2 及び σ_1 は夫々引力恒数 $6.67 \times 10^{-8} \text{ CGS}$ 、基盤岩石及び第四紀層の密度である。 $\sigma_2 - \sigma_1$ の値に既述の上限値 1.13% を用ゐれば、(3)式で計算される傾斜、傾斜角、3ヶ所の間の相対深度等は併一表の通りである。

併一表で深さ $B\beta$ が与えられれば、深さ $C\gamma$ と $A\alpha$ が分る。茲に参考となるものは、岩盤に連した市内数ヶ所の試錐の結果である。但し茲で岩盤というのは、堅い花崗岩の場合とそれ以外の風化した部分である『マサ』又は『マサ盤』の場合とを含んでいる²⁾。これによれば、東雲町・大洲町・吉島本町の岩盤の深さは夫々 19.0 m 、 35.9 m 、 62.1 m である。 $B\beta$ の大きさを推定する資料は、東雲・大洲両町の結果である。試錐



第三回 比治山・江波断面 L-M

x: プラウグニ 異常

第一表 比治山・江波断面

Δg の分布	$\partial A / \partial x$	基盤面勾配	傾配角	水平距離	相対深度
$\alpha-\beta$	11.7 Eotvös	0.0254	1° 27'	CB = 3400m	C β -B β = 86m
$\alpha-\delta$	8.7 Eotvös	0.0189	1° 05'	AB = 7000m	Ad-B β = 132m

の正確な場所が只今の所分らないので、正確な推定はできないが、 $B\beta = 30m$ と仮定するならば、

元安川の基盤面の深さ

$$C\beta' = 86 + 30 = 116m$$

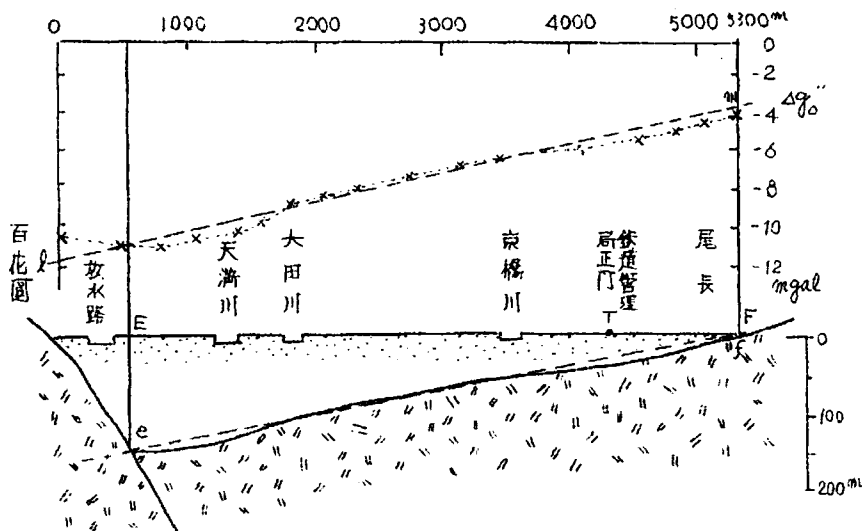
観音地先三菱造船の西南端の基盤面の深さ

$$Ad = 132 + 30 = 162m$$

(4)

となる。先年観音地先三菱造船構内北端部で、

地下水を得る目的のために行われた試験水、深さ100mでも岩盤に到達しなかつたと言う事実は、上記の $Ad = 162m$ の推定と矛盾しはないが、 $C\beta' = 116m$ の推定は、元安川のC点に近い吉島本町の試験の結果62.1mと大差は相違である。この試験結果に比較さるべきAB線の点は、 $-9.0mgal$ の線がABと交わるY点と見るとは、 $YC = 550m$ であるから、 δ' をY直下の基



第三回 尾長・百花園断面 E-F
X: フワゲ 異常

と仮定した
ことによる
誤差は数メ
ートル程度
或はそれを
少しばかり
越すかも知
れない。鉄
道管理 正
門と天満
川下の深さ
30m と
122m と+

盤面の点とすれば、 $Y\delta' - Bp = (3480 + 550) \times 0.0254 = 100m$ となる。 $Bp = 30m$ の仮定から $Y\delta' = 130m$ をうる。これを上記の試錐結果 $62m$ と比較すれば $68m$ の差がある。若し $62m$ がマサ盤面の深さであるならば、 $68m$ の差はマサ盤の厚さと解釈される。マサの厚さには随分厚いものがあるということを留て耳にしたことがあるけれど、この結果が妥当か否かに關しては、i) 測点間隔と見出しうる微細磁界の波長の程度と関係、及び ii) A の意味の考大方等吟味すべき事柄があるので、今後の研究にゆすり度い。

次に市街北部、尾長・百花園を通る直線 FE に沿うての Δg の分布は第三回の通りである。直線 l_m で与えられた Δg の分布から求められる諸量は第二表に示す通りである。

第二表で尾長下の基盤面の深さを 0 と仮定したのは、この点が山麓に接近しているからであるが、若しこの附近の岩盤の上にマサがあつても、その厚さが僅かであれば、F 点の深さを 0

を附したのは、この二点の Δg の値が直線分布 l_m による値より幾分小さいからである。T 点の西南 20m の所に、以前この附近で行われた多数の試錐の内の一つがあり、それによれば、この基盤の深さは $26.5m$ である。これと第二表の結果 $30m$ との差 $3.5m$ は「マサ盤」の厚さと解釈すべきか否かは、今日

第二表 尾長・百花園断面

Δg の分析	$\frac{\partial A}{\partial x}$	磁盤面傾記		可配値	
		京橋川	天満川	$1' 41''$	
l_m	14.3 Estros	京橋川	天満川	放水路 尾長 (E)	
尾長 (F)	-970	800	2460	2960	3730
距離 (m)	0	57	106	122+	146
基盤面の深さ (m)	30+				

の所判明させ得ない。試錐の柱状図には基盤と記載されてあるのみで、これが『マサ盤』と堅い岩盤と明記されておられない。

後述するように、広島市西部の山麓は断層と解釈されているから、第三回の放水路地下の斜段は断層面又は断層面が侵蝕により少しく後退した面と解釈すべきである。

以上の計算では、断層帯の密度として下限値 1.6 gm/cm^3 を用いているが、若し平均密度 $(1.6+2.0)/2 = 1.8 \text{ gm/cm}^3$ を用いるならば花崗岩基盤との密度差 $\rho_2 - \rho_1$ は 1.1 gm/cm^3 から 0.9 gm/cm^3 に減少するから、基盤面の勾配と深さは、第一表と第二表の値の $1/0.9$ 倍、即ち 1.22 倍に増加する。

基盤面の傾斜及び深さの上記の数値は、その求め方から見て分る通り近似的なものであるから、今後精密な地形修正を加えられた資料から正確な方法で見出さるべき数値は、上記のものとは可成相違しうると予想される。

白神社に関する伝説

市街大手町の電車通りと駅前大通りの交差点の東北隅に白神社がある。その神殿は高さ 3.6 m 、広さ $10 \text{ m} \times 10 \text{ m}$ の花崗岩の巨岩の上に築かれてある。広島市につたわる伝説によれば、この巨岩は大昔海中の島であったが、当時舟航の安全のために、附近にある暗礁の位置を示す目安に岩上に白布を結んだ棒をたてた。これが神聖視されて後日ここに白神社を祀ることにしたのである。最初は白紙社と書いたと伝えられておる。蒙古人の旅行に必要である山頂のオホボ、今日市部之俣像を好置して神聖な存在となつておること、白神社の由来はよく似ておる。広島市の重方測定の最初の動機は、熊谷がずつと以前にこの伝説を科学的に立証してみた

いと考えをこじにあつた。この伝説を地質学的に解釈するならば、次の如くである。即ち、大田川の上流から運ばれる土砂の堆積によつてデルタの先端が成長前進することによつて、島を取りまく海水が土砂で置きかえられ、遂に島はデルタ・フロントの後方に位置するに至つた。島の頂上は僅かに堆積層の上に現われたが、現在の白神社詣内の巨岩である。神社南側の歩道上、鳥居より東寄りに一見庭園趾の如く見える場所にて花崗岩の露頭がある。この露頭の節理は神社詣内の巨岩の節理と一致しており、走向・傾斜は $N20^\circ \sim 40^\circ W$ 、 90° である。従つてこの露頭と詣内の巨岩は同一岩体であると考えられる。往時海であつた頃、風の強い日には、互に接近したこの2ヶ所に波の打ち上げる光景が見られたことであろう。

上記の地質学的解釈が正しいならば、白神社の巨岩は地下に於て外方に傾斜する帯をもつておる筈である。従つてこの附近のブウゲー異常は、神社の詣内から四方にはなれるにつれて、次第に減少していなければならぬ、この予想のもとに、この附近は測点間隔 $150 \sim 200 \text{ m}$ による細測を行った。その結果は第一回を示す通り予想の如くで、詣内を取りまく -6.5 mgal の閉塞する等ブウゲー異常線があり、その北・西・南の外側に -7.0 mgal の線が走つてゐる。この両曲線の間に -6.75 mgal の線をかきうつるのであるが、複雑になるので省略されてある。この等ブウゲー異常線の様子から、巨岩の地下の裾の形を求めることのできる筈である。巨岩の西南方 400 m の附近に同じく -6.65 mgal の閉塞線が描かれてある。ここの所は岩石の露頭はないので、海であつた時代の暗礁の存在した位置であると考えられる。

白神社の巨岩の北方120mに、日本銀行広島支店がある。この建物建設前の試錐は昭和3年清水組が行っているが、その記録によれば、5ヶ所の試錐の内マサの表面に達したものは3ヶ所で、その深さは24.4m、19.5m、及び22.4mである。残りの2ヶ所は18.2mで試錐が終つておるが未だマサに達しておらない。3ヶ所のマサ面の平均の深さは23.2mである。この深さのマサ面を白神社の巨岩の位置に結んだ直線の傾斜角は、 $\tan^{-1}23.2/120 = \tan^{-1}0.1933 = 10^{\circ}56' = 11^{\circ}$ である。この傾斜角は、巨岩が海中の島であつた当時の島を構成する、風化節介を含む花崗岩表面の北側の傾斜角と見てよいであろう。現在巨岩の北側では堅盤は花崗岩基盤面の傾斜角は11°よりも大であるべきである。

マサの密度は堅盤は花崗岩の密度よりも小さいことは明らかであるが、これが第四紀層の密度と同程度ならば、 Δg の分布を利用して求められる基盤面の深さや起伏は、堅盤は花崗岩とマサとの境界面のそれであつて、マサの反応のそれではない。

海中の島に航海安全の標識を建てた時代が今日から何年前であるかを考えてみることは重要なことである。この時代は広島湾の沿岸が交通の要路となつた頃でなければならぬ、概観広島市史⁷⁾を読むと次のように述べてある。

広島市街の東方25kmにある西条盆地に安芸国分寺が建てられたのは、大化改新による国家機構の強化に伴つて安芸国が政治の一拠点となつたことを示すものであつて、7世紀のはじめであつた。次いで西方大陸文化採取の途であつた九州大宰府に至る交通路は、西條を廻り広島湾沿岸に求められて、沿岸地帯が次第に重要性をもつに至つた。8世紀の末には大和国西大和

の荘園が市内中田間におかれていた。10世紀の始め頃には延喜式神名帳に伊那伎島神社(彦島神社)等が載せられてある。〔この神社は広島湾の西側を占むる彦島(別名宮島)にある古い神社である。〕従つて広島湾に舟の交通が盛んになり、航海安全の処置をとる必要が出てきたのは、7世紀はじめ以後、10世紀の始め以前と見るのが妥当であろうから、白神社の巨岩が海中の島であつた時代は今から約1200年前と推定される。

広島市デルタの先端は、16世紀末(1591年)広島城築城以後城下町の建設のための新開地がこぎつきに作られて人工的に南方に前進している。最初の人工が加えられた時代と、その直前に於ける自然のままのデルタ先端の位置を知ることができれば、但しこの位置はすでに白神社よりも南方に突出しておつたならば、前節の結論から過去1200年間のデルタ先端の前進の平均速度の下限値が計算できる筈である。

白神社の伝説に照して興味ある同題は、広島城建設に関する古文書中の『島普請』なる文字である。この文字中の『島』に対する史家の疑問は、我普請の足がかりとなつた島が、自然の島であつたか、それとも人工の島であつたかという点である。この疑問の解決を、広島市の史家は、今回計らずも白神社の伝説を科学的に証明することのできた重力測定による方法に求むるに至つたのである。これは私共に課せられた興味ある将来の宿題である。

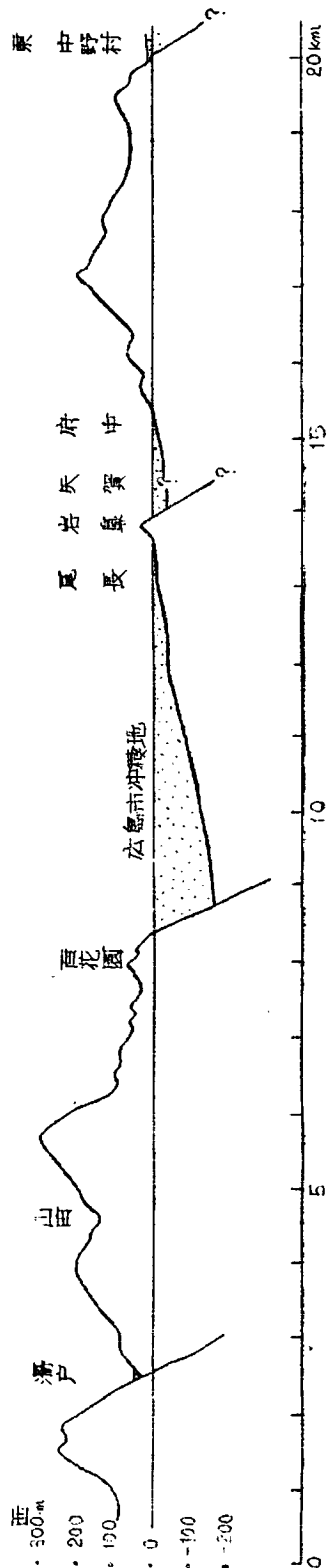
結論 地質学的考察

比治山・江波を隔る東北西南線ABと、尾長・百花園を結ぶ東西線EFに沿つこの地下断面の概況は、幾分議論の余地は残つているが、上述の通りである。局部毎の地下構造は、局部毎

の $\Delta g''$ の分布状況に適切な解析を施して見出しうるが、全体としての概観は、上記二線に沿うての地下断面の状況と、等プウゲー異常線の形状から次の如く推定できる。即ち、京掃川以東では、基盤面の深さは恐らく50m以内であるが、元舟川以西は恐らく100m以上であり、百花園の麓では約150m、或はこれを越す可能性もある。この山麓に沿うて南下するにつれて、 $\Delta g''$ の極少値は減少してゐるから、麓線に沿うこの基盤面の最深部、即ち谷は西南に傾斜してゐる。従つて百花園、己斐・草津の順に基盤面の深さは次第に150mよりも深くなつてゐる。広島市街の西半は、かくの如く基盤面が非常に深いから橋梁や大建築物の基礎工事を基盤面に到達せしむることは経済的に殆んど不可能に近い。従つて第四紀層中に基礎工事の底部を置かねばならないという事象にあると思われる。

最後に、広島市地下の花崗岩基盤が全體的に見て、東東北から西西南に向かつて1.5°内外の傾斜をもつ。然る後に述べるように比較的平坦な面であるという事象に対する地質学的考察を次に試みてみたい。

尾長・百花園を通る線を、東は安芸郡中野村まで西は佐伯郡石内村瀬戸の西方まで延ばして地形の断面図を作つて見た結果は第四図である。最近広島大学の今村外治外教授の人々⁴⁾の地質調査の結果によれば、広島市西方山地には、東北西南にほぼ一直線に走る多数の断層が認められており、これらの断層は断層谷を形成してゐる。各断層間の水平距離は5km内外である。第四図に示した瀬戸の部畧の谷は断層谷の一つである。己斐・百花園の山麓線は断層線と解釈されてゐる。岩鼻の東側と矢賀の区域には、第一図に見られる通り $\Delta g''$ の極小が掩われるから、矢賀・府中の地下の第四紀層の断面の形は、第四図に示す通り、広島市の地下のものと類似してゐると考へ、岩鼻の東側に東北西南に走る断層を想定したい。この想定断層線を東北に延長すれば、安芸郡船木村・狩小川村・高田郡三田村を一直線に通る谷と一致する。同



第四図 瀬戸、百花園、尾長、中野村を通る地形断面

断層線を西側にのばせば、西側に比治山と江波の小丘を、東側に仁保丘陵と宇岳島を配置して、中野村を通る長い谷も同様に東北西南の方向に走っており、中野村西側の山麓も断層線と概定する。然るときは以上四本の断層間の、蒲田区の断面に沿うこの水平方向の幅は、等しく3kmであるという規則性が得られる。

又て蒲田区の地形断面を見ておどろくべき事実は、広島市沖積地下の基盤面の平坦なることに対し、これを挟む東北両山地の起臥が比較にならぬ程着しいことである。私共の重力測定点の間隔は300~500mであるから、波長がこの程度以下の基盤面の小起臥は見逃がす可能性はあるが、東西両山地の地形の如き波長1km程度及びそれ以上の波長の起臥は、私共の重力測定では見逃がすことはない。比治山と江波の基盤の突出部は基盤面の平坦性を乱しているが、東西両山地の起臥と比較すれば、この乱れは広島市地下の基盤面の平坦性を強調することに対する大きな邪魔にはならない。扱て広島市地下のかくの如き平坦な傾斜した基盤面の成因について次の如き説を提唱する。

広島市及び回廊を含む広い土地を構成していた主として花崗岩と古生層からなる地殻の表面は、侵蝕をつづけ最近の地質時代に遂に準平原の状況に達した。次にこの地殻上部は東北西南に走る多数の平行な断層によって、水平の幅約5kmの多数の地塊に分れた後、各々の地塊は夫々傾動した。たまたま三葉・百花層を通る断層と岩鼻・矢野を通る断層に挟まれた地塊は、下に向つて西西南の方向に於て傾動した。この沈降傾動地塊が現在広島市沖積地下の基盤である。次に反し広島市の東西両山地は隆起した地塊である。隆起した地塊の表面は再び強い侵蝕

をうけて、現在見るような起臥に富んだ地形を生じたが、沈下した地塊の表面はまもなく土砂の堆積によって侵蝕をまぬがれ、準平原当時の比較的平坦な地形を保存するに至つたのである。比治山と江波の基盤面の現在の突出部は、準平原時代の遺物である。

広島市地下の基盤が、東西両断層にはさまれた沈降傾動地塊と解釈されるならば、地塊の北の境をなす断層の有無が問題となつてくる。広島市街の沖積地の北端は、岩鼻・尾長・牛田であるが、この3ヶ所を通る西北東南線に南落ちの断層を想定しうるか否かは Δg の分析から断層に断定することは難かしい。これには断層面の地下露頭を検出する放射能探査法を利用する事が考えられる。或はこの断層は岩鼻・牛田線以北の山地にあり、それを境として地塊は南方にも傾斜し礫層基盤に而して南方向の傾斜を与えることになつたが岩鼻・牛田以北の地表は海面以上に残されて土砂の堆積をまぬがれたとする解釈も可能であろう。

最後に沈降傾動地塊の南端の標手を考えてみると、以上の説は、広島湾及び附近の瀬戸内海の成田とも一致の、或は密接な関係のあることを連想せしめる。

筆をおくに当り、この研究に観測資金及びその他多くの援助を与えられた広島市に深く感謝の意を表したい。また測定結果に対し熱心は批評と有益な教示を与えられた広島大学地質学教室及び地理学教室の諸兄に深謝の意を表わす。

(昭和31年3月28日)

<文脈>

- 1) 東京大学地震研究所彙報別冊第4号第2冊 第XVII表、頁106(昭和29年3月)
- 2) 広島県建設部パンフレット(5) 試錐より見たる本島市の地盤、頁3~4(昭和25年11月15日)
- 3) 概観広島市史、頁4~6、広島市史編纂委員会編纂(広島市役所、昭和30年1月発行)
- 4) 広島県水野川流域地質調査報告書(昭和30年7月30日)