

鳥取平野の形成過程

赤木三郎*

(1972. 6. 20 受理)

まえがき

千代川の下流にひらけている鳥取平野は深い侵食谷が埋積されてできたもので、山陰地方ではやや広い沖積海岸平野である。平野の沿岸部には山陰海岸に特徴的な海岸砂丘が発達し、砂丘の内陸部には潟湖、自然堤防、氾濫原、沖積扇状地など平野の地形が発達している。

鳥取平野とその周辺の地質学的研究は最近の10年間でかなりすすめられ、ようやくその実態が把握できるようになった。なかでも、三位秀夫を中心とした山陰第四紀研究グループによる総括的研究のなかで、山陰海岸地域の第四系としてまとめられ、多くの成果とともに問題点が指摘された。しかし、沖積層の研究は少なく、もっともおくれた分野であった。

岡本成喬は、1962年に鳥取平野のボーリング資料を集成して地下構造を明らかにし、形成史をまとめた。

鳥取県水理地質図、同説明書をまとめた安田満夫(1964)は水理地質の研究をすすめ、鳥取平野の地下地質をA, B, C, D, Eの5層に細分し、B層とD層が収水の対象となる帯水層であることを明らかにした。

山名巖(1964)は、鳥取平野と米子平野に発達する沖積層をまとめ、層序区分をおこない、埋積段丘の存在を明らかにした。

豊島吉則(1967)は、鳥取平野の内部構造と海底段丘との対比をおこなった。すなわち、鳥取の沖合に発達する-25~-40mと-50mの海底段丘は平野の内部に埋没している地形面に続き、それぞれが豊島の“玉石層”の高位面と低位面に対比され、河川の上流部の段丘面にも対比可能であるとのべている。

成瀬敏郎(1967)は、自然地理学的な研究をすすめ、埋積谷の存在を明らかにし、扇状地礫層の分布と沖積層の関係を論じて、平野の地形発達についてのべている。

いっぽう、最近の急速な地域開発にともなって土木工事や建設の基礎調査がおこなわれ、ぼう大な地下地質資料が官庁および企業体によって蓄積されている。これらは事業ごとに個別にまとめられ、貴重な試料や実験データがあるが、一部が、公表されているのみである。

筆者のこの小論は、総合研究の分担課題であった「鳥

取平野の形成に関する地質学的研究」を実施して得られた結果をまとめたものである。研究をすすめるに当っては多くの方々からご指導をいただいたり、お世話になった。

故三位秀夫氏には研究の初めから指針を与えられ、はげましていただいた。岡本成喬(泉大津高校)氏からは未公表の資料を引用させていただいた。大森昌衛(東京教育大学)、衣笠弘直(智頭農林高校)の両氏には化石の同定をしていただいた。宮腰潤一郎(鳥取大学)、西田良平(京都大学)の両氏からは地盤の変動に関してご教示を得た。

西村善博(鳥取県庁)、加賀田哲夫(鳥取県庁)、河野甫(建設省鳥取地建)、小豆沢薫(八雲建設)、上山根敏夫(中国ボーリング)、渡辺農(川崎地質)の諸氏からはボーリング資料の提供をしていただいた。前田信子嬢には、製図、資料のコンパイルなどでお世話になった。ここに記して感謝の意を表する。

鳥取平野の地形と地質の概観

鳥取平野は千代川の河口に発達した低地である。海拔は約10m以下で、周辺は平野内に突き出した山地が取り囲み、海岸部には砂丘が縁どりをしている。平野内にはかつての鳥取湾の岩島であった孤立した丘陵が山地の突端の延長に点在し、一部は平野の地下に埋没している。

平野内の地形は、氾濫原、旧河道、自然堤防、扇状地、砂丘、砂州および潟湖に分けられる。段丘の発達は一般に貧弱で、中位段丘相当層である古砂丘が海岸沿いに見られる他は平野の奥部や谷底平野でわずかに見られるのみである。したがって、山地が直接平野に接することが多く、沈降型の山麓線を示している。

地表および地下の地質は中生代後期の火山岩類、中生代末期の侵入岩類(黒雲母花崗岩)、新第三系(中新世前・中期火山岩類と中新世堆積岩類、鮮新世火山岩類)および第四系で構成されている。中生代火山岩類と花崗岩は平野の西部ではNE-SW方向に伸びた山地に並行して分布しており、東縁ではN45°W方向に伸びる久松山塊をつくっている。第三系のうち、中新世前・中期火山岩類及び堆積岩類は兵庫県北に堆積盆の中心をもつ北但の第三系の西縁部に位置し、平野の地下の第四系の基

* 鳥取大学教育学部地学教室

盤岩としてもっとも広く分布している。鮮新統火山岩類は鳥取平野の南西部に広く分布している。これらは中新統を不整合に被覆し、平野の南では霊石山を中心とする海拔300~350mの高度で、粗面安山岩がメサ状地形を呈している。平野の西縁部には同期の活動に伴って堆積した火山円礫岩~凝灰角礫岩が分布している。

鳥取平野周辺の段丘

鳥取平野の周辺に発達する段丘については、すでに山陰第四紀グループ(1969)によってまとめられているが、大西他(1961)豊島らもそれぞれに面区分をおこない、ローム層との関係についても論じている。ここでは、それ以後に得られた2, 3の資料をつけ加える。

高位面(横枕丘陵)：千代川の左岸、鳥取平野の西縁、玉津、横枕付近には海拔50~30mの丘陵状の地形面が発達している。この地形面は山ヶ鼻、美和、八坂、高岡付近にまで追跡することが可能である。丘陵の構成地質はその地域に分布する基盤岩と同一で、横枕では郡家礫岩層、橋本、八坂では円通寺砂岩礫岩層、山ヶ鼻では中生界火山岩類からなる侵食面であるが、いずれも強い風化作用を受け、くさり礫化、赤色土化している。また、通り谷、美和、山ヶ鼻、船岡では大山火山灰層の下部層・中部層、上部層によって被覆されており、従来から知られている湯山、津ノ井の中位面より、高位にあり、古期のものである。また、山ヶ鼻、古郡家では礫層がうすく被覆している。野坂川の谷では上原から金原にかけて中位段丘より高位に比高約50mで平坦面が見られる。これらを一括して横枕丘陵または横枕面と呼ぶことにする。豊島(1955)はかつて鳥取平野周辺の地形を論じ、80~100mに上限があり、80~85mまでに広くみられる侵食

面を、横枕面とともに一括して低位侵食面Ⅱと呼んだ。80mから100mの侵食平坦面は平野の周辺でよく追跡でき、湖山池の南には強く風化した丘陵が広く分布しているが詳細な調査はできていない。横枕面とこれらの80~100mの面は地形的な不整合で接し、区別できるので前者を高位面Ⅱ、後者を高位面Ⅰと呼ぶことにする。高位面Ⅰ、高位面Ⅱはともに風化がすすみ、風化層の厚さは10mに達し、色調は2.5 YR・5/6から5 YR・4/4である。高位面の形成時期は、風化の程度と火山灰層序から下末吉期以前、鮮新世火山岩類の活動後であるが洪積世中期の多摩期と考える。

中位面：鳥取平野には中位段丘相当層として津ノ井粘土層と湯山砂層が発達している。前者が平野の奥部にあるのに対して後者は平野の沿海部に位置して“古砂丘層”をつくっている。これらはともに大山中部火山灰層におおわれ、地形面はほぼ20~40mのやや起伏にとんだ平坦面をなすことなどから、両者は下末吉期の砂州状堆積物と内陸湖堆積物として対比されている。鳥取砂丘の多鯉ヶ池東方には採砂場があり、大露頭ができています。ここでの観察によると、風成砂と水つき砂層が明瞭な境界で接していることがわかる。すなわち、強く風化した基盤岩を覆って水平ラミナの発達した水つき砂層が、不整合に被覆しており、さらに水平な水つき砂層を削って、不整合に斜交ラミナをもった風成砂層が被覆している。水つき砂層と風成砂層とは約20cmの風化した赤褐色粘土まじりの砂層で接している。この露頭では水つき砂層の上限は海拔20mで赤褐色古土壌帯となり、大山中部火山灰層におおわれている。大山火山灰層は風成の古砂丘層もおおっているが、風成砂は基盤の高まりがあるところでは高度をまし、90mに達することもある。水つき砂層

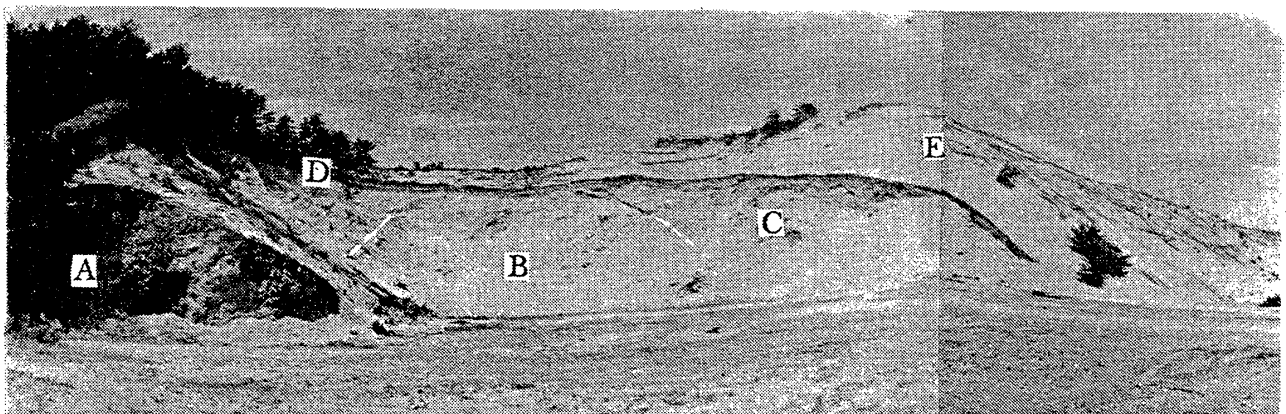


写真1 鳥取砂丘南麓に見られる湯山砂層の層序

A：基盤(風化した第三系)，B：湯山砂層(水つき層)，C：湯山砂層(風成層)，D：大山火山灰層(大山中部火山灰層と上部火山灰層)，E：新砂丘

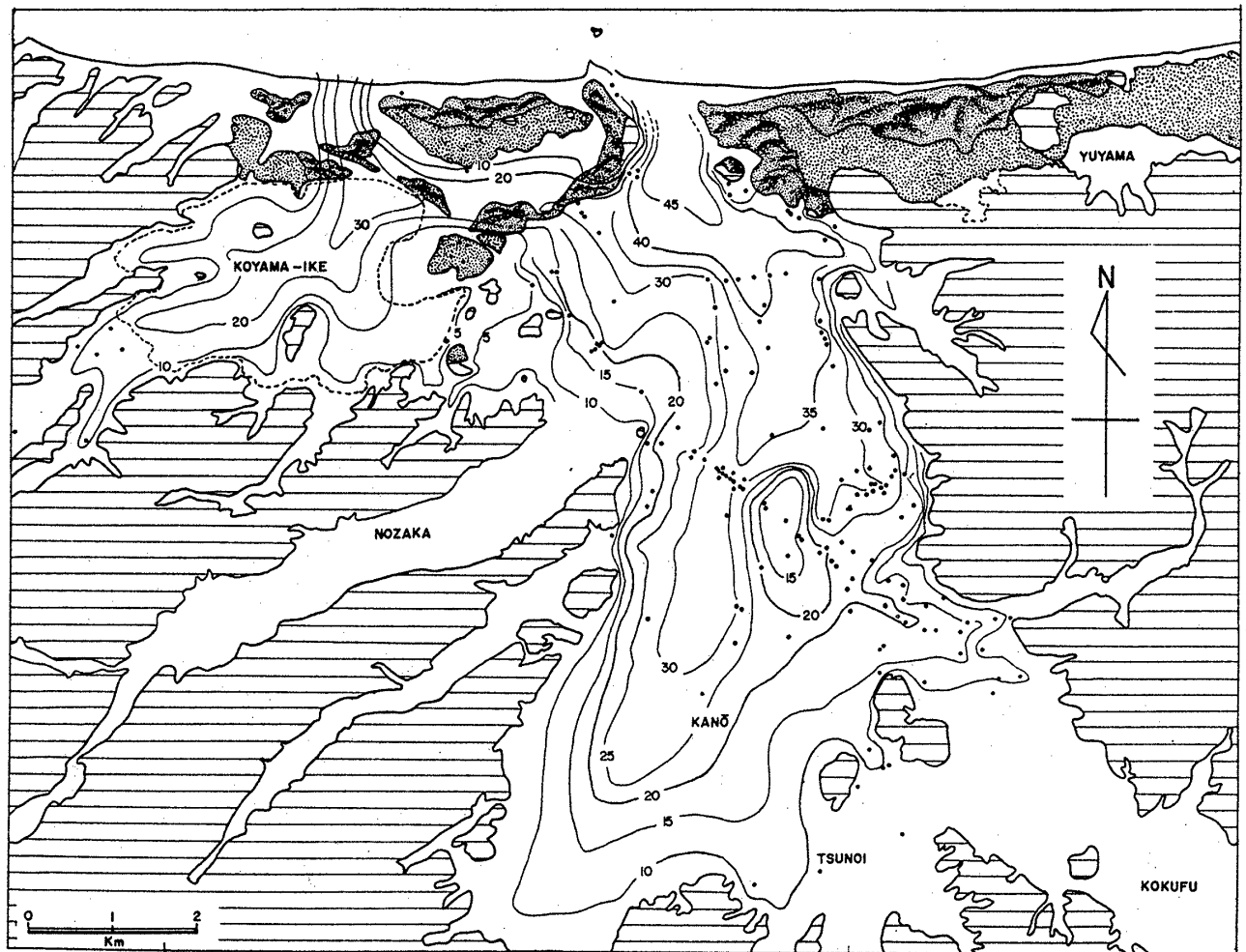
の上限は細川、海土、湯山、湖山を通じてみても海拔30 m付近までである。ゆるやかな起伏をもつこの段丘面は従来、下末吉面に対比されている。いっぽう、湯山層の中でも水つき砂層が直接中部火山灰層に被覆された、きわめて平坦な一段低い面がある。湯山層の模式地、山湯山、海土、湖山新川、天神山などの湯山層がこの面に相当し、海拔15~20mの間に発達する侵食面である。天神山と浜湯山には基盤岩が侵食された岩石段丘がある。この段丘面には湖山新川でペニアをのせる他は堆積物をのせないの面として区別しにくい、中位段丘低位面とし、従来の湯山層のつくる中位段丘を中位段丘面として分けることにする。中位段丘低位面の形成時期は中位段丘上位面（下末吉面）が大規模な開析をうけたあとで、大山中部火山灰層の堆積前（30,200±3,500y.B.P.）であるので武蔵野期に対比される可能性がある。鳥取平野南縁の津ノ井付近でも上述のような関係がみられる。津ノ井粘土層は海拔15m前後で北にゆるく傾斜した平坦な面をつくる低位面と、その背後の海拔20~40mにあって

開析をうけた小起伏のある上位面に分けられる。中位段丘上位面は美和、八坂付近ではチャートや三郡変成岩の新鮮な礫を含んだ砂礫層からなり、低位面はこの砂礫層の谷部を埋積するように粘土層が発達し、*Picea maximowiczii*, *Chamaecyparis obtusa*, *Styrax* sp., *Juglans* sp.などを産する。両層が大山中部火山灰層に被覆されている。

低位面：鳥取平野では低位段丘の発達は大規模で、平野の周辺と谷底平野にわずかに見られる。千代川、袋川、野坂川では火山灰をのせない沖積段丘が比高2~5mで発達し、平野の地下には埋没段丘がある。また、砂丘の近くには2~3mの微高地があるが、これはごく新しいものである。-20m前後に発達する埋没段丘はウルム期の最低海水準に対応して形成されたものと考えられる。

鳥取平野の地下地質層序

鳥取平野の地下構造を示すボーリング資料はかなりの



第1図 鳥取平野の沖積層基底面の等深線図（地表下-m）

・印：主要ボーリング地点，横線：山地，粗い点模様：湯山砂層，細かい点模様：新砂丘

第1表 鳥取平野の沖積層の層相区分

	層相区分(層厚m)	略号	地層と化石	N 値	堆積環境	地 史	時代区分
沖積統	最上部砂礫層 (10±)	A ₅	砂 礫	N=10~30	千代川旧河道 自然堤防 淡 水	平野の埋積完了	
	上部粘土層 (5±)	A ₄	腐植土 少量の細砂 軟弱粘土	N < 6	潟湖末期 湿地帯	海 退 小海進	弥生期
	上部砂層 (2~6)	A ₃	貝がらまじり 狭在砂層	N=5~20	河川, 砂丘 砂丘砂に移化	気温低下クロズナ形成 新砂丘I形成 水面一時停滯	
	中部粘土層 「古海層」 (20~40)	A ₂	貝がらまじり 軟弱粘土 含水比33~70%	N < 5	内湾的 入 海 海成, 中~低鹹水	海進極大 8,350±180 y.B.P. (中海層)	縄文海進時
	中部砂・粘土互層 (20±)	A ₁	砂が主 層相変化はげしい 貝化石	粘性土 N=6~15 砂 N=15~20	内湾的静水域 中鹹水	海面上昇, 不安定期	
洪積統	下部砂礫層 (3~20)	D ₁₋₃	上部円礫 扇状地礫層	35 < N	旧河床礫層 淡 水	海面低下	ウルム最 盛期
	下部粘土層 (1~20)		砂まじり 植物化石	N=7~25	平野内陸部に堆積 淡 水	海 進 31,200 <	リス・ウ ルム間水 期
	最下部砂礫層 (30±)						

数にのぼるが、市街地にまとまっていたり、柱状資料に精粗があって、平野の全域を検討しうる資料は限られた数になってしまう。筆者はその中から約200本を選び地下地質層序を検討した。第1図に記入した点はその位置を示したものである。その資料をまとめて、鳥取平野の地下の地質層序を第1表のように区分した。

鳥取平野の地下の第四系を洪積統(D₁₋₃)と沖積統(A₁₋₅)に2分し、沖積統は層相によってさらに5層に細分した。この細分は山名(1964)・豊島(1967)・成瀬(1967)の層相区分と結果的にはよく対応するものとなったが、その基本的な考え方、地層名の呼称については、岡本成喬(1962)の研究を踏襲した。以下、各地層について下位より順次説明する。

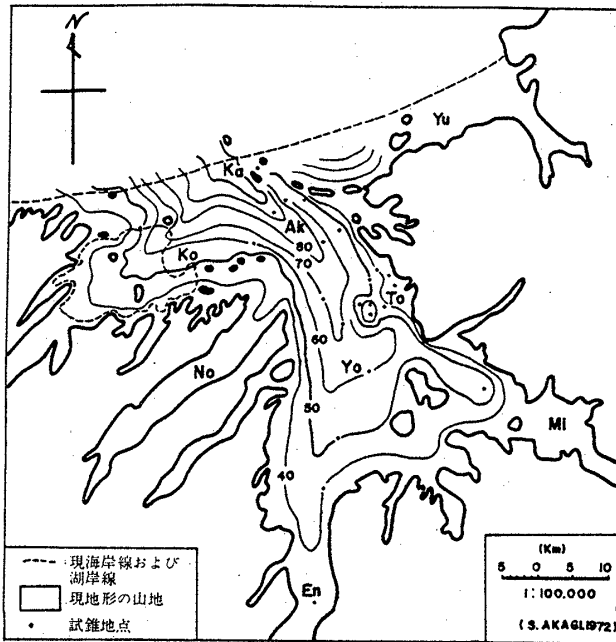
洪積統(D₁₋₃)

洪積統と沖積統をどこで区分するかは議論の分れるところであるが、ここではウルム最盛期に形成した鳥取平野の地下の浸食谷を埋積して平野を形成した堆積物を沖積層とし、その基盤となっている砂礫を中心とする第四

系を洪積層とした。洪積統はさらに下位から最下部砂礫層(D₁)、下部粘土層(D₂)、下部砂礫層(D₃)に分けられる。しかし、その分布や普遍性については十分な資料がないので小論では洪積統(D₁₋₃)として一括して示した。鳥取平野の地下では洪積層の厚さは千代川河口付近でもっとも厚く、賀露から千代水付近では地表下45mから100m近くまで洪積層が発達している。第2図は洪積層堆積前の平野の地形をボーリング資料から推定したものである。図からも分るように鳥取市旧市街地の地下には基盤(ここでは第三系)のたかまりがある。鳥取温泉はこのたかまりから湧出している。米子平野でも洪積層の発達する深度と厚さは似たようなもので、皆生海岸付近では50m前後まで沖積層、それから100m付近までが洪積層である。

最下部砂礫層(D₁)は、風化した基盤の上を厚さ30m前後で被覆する砂礫層で、礫はφ100mmから250mmに達するものである。

下部粘土層(D₂)は砂礫層をはさんだ硬質の粘土層で20m前後の厚さがある。N値が7~25で、平野の内陸部



第2図 鳥取平野の基盤等深線図 (-m)

Yu: 湯山, Ka: 賀露, Ko: 湖山, Ak: 秋里,
To: 鳥取, Yo: 吉成, No: 野坂, Mi: 宮ノ下,
Eu: 円通寺

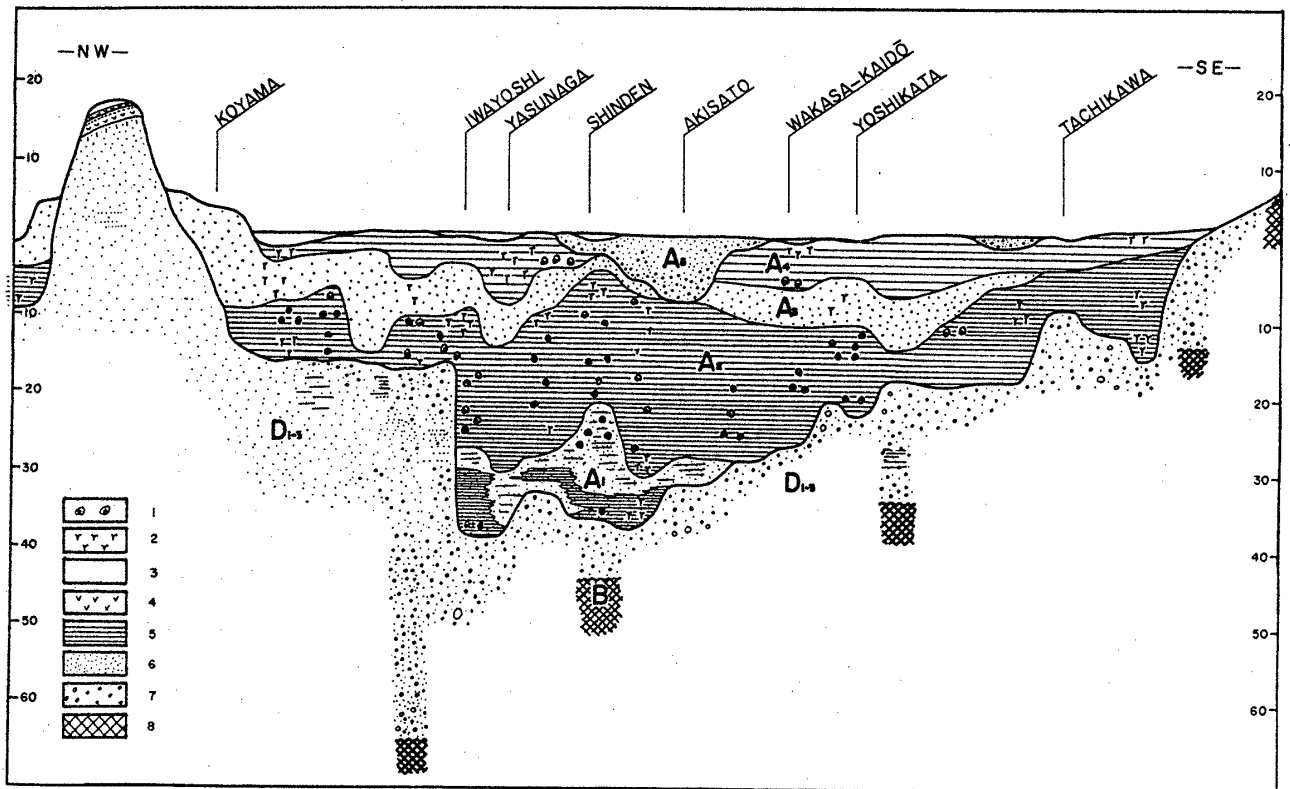
- 現海岸線および湖岸線
- 現地形の山地
- 試錐地点

では津ノ井粘土層に漸移し、海岸部では湯山砂層の下部層と指交するものと考え、植物化石を含むことがあり、平野の内陸部の淡水域に堆積したものであろう。

湖山から岩吉付近では下部砂礫層 (D₃) を欠いて直接沖積層によって被覆される。

下部砂礫層 (D₃) は平野の沖積層の基盤になっているが層厚の変化がいちじるしく、千代川、野坂川、有富川、袋川などの谷が平野にのぞむところでは厚い砂礫層となり、扇状地性砂礫層に移行する。その高度は海拔10m付近である。本層は湖山、足山、岩吉付近ではきわめて薄いか、欠除している。これは河川が砂礫を供給する量が少ないことによるか、下部粘土層 (D₂) とそれにつづく下部砂礫層 (D₃) の堆積時に、湖山池東方の高住付近から布勢、天神山にかけて砂州および砂丘が北へのび湖山砂丘付近の湯山層に陸繋していたために欠除するものと考え。

下部砂礫層は鳥取平野の谷底部を埋積したものであるが、平野の中心部では地表下20m付近に比較的平坦な地形面をつくり、埋積段丘を構成している。いっぽう、ウルム氷期における海水準の低下に伴って形成された谷地形に沿って堆積したような砂礫もある。沖積層下は凹凸にとんだ境界で砂礫層に変わるが、これらを識別する資料が今のところないので一括して下部粘土層 (D₂) とし



第3図 鳥取平野の模式地質断面図

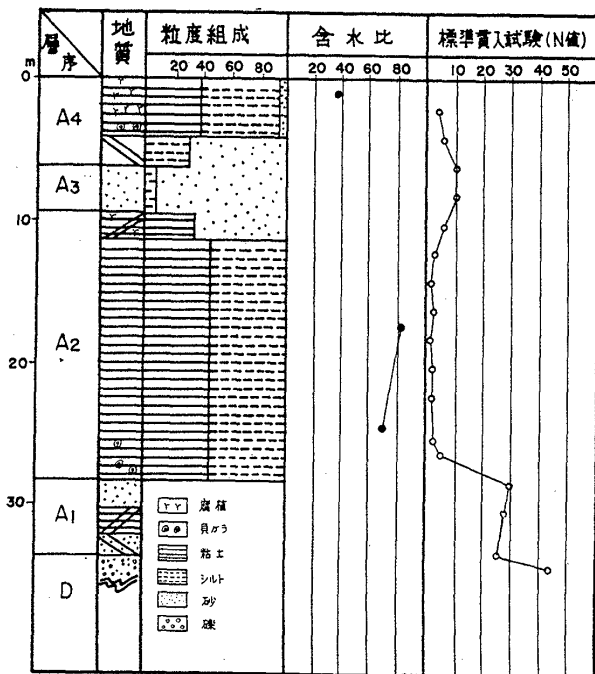
1: 貝化石, 2: 腐植, 流水, 3: 埋土, 盛土, 4: 火山灰, 5: 粘土, 6: 砂, 7: 礫, 8: 基盤

た。本層に対して豊島は玉石層とよび、山名は基底礫層とよんでいる

また、安田によれば本層は被圧面地下水の帯水層となっている。

沖積統 (A₁~A₅)

沖積統は洪積世末の低海水準によってできた谷を埋積し、平野を形成した未固結の堆積物からなり、層厚は北に厚く、平野の中心部で40m前後の比較的安定した連続性のよい地層である。沖積層堆積前の基底面をボーリング資料から推定し、基底面等深度線図として第1図に示した。第3図に地質断面を示した。



第4図 鳥取平野の地下地質層序と土質的諸性質

鳥取平野の沖積層は層相から、中部砂・粘土互層(A₁)、中部粘土層(A₂)、上部砂層(A₃)、上部粘土層(A₄)、最上部砂礫層(A₅)の5層に細分した。第4図は鳥取平野の安長付近における沖積層の地質層序、粒度組成、含水比、標準貫入試験(N値)を模式的に示したものである。

中部砂・粘土互層(A₁)：本層は層相変化のはげしい砂と粘土の互層であるが砂を主とする。層厚は厚いところで20mに達するが欠除するが多い。N値は砂で15~20、粘土で6~15位である。ウルム氷期の低海水準時にできた谷底部に堆積したもので海面上昇に向う不安定期に形成した。堆積環境は内湾的な静水域が考えられる。

山名は本層から *Decorifer*, *Corbicula*, *Stenothyra* を報告している。第2表は鳥取平野の沖積層から産出する貝化石をまとめたものである。表中のNo. 16とNo. 21は山名が報告したもので、No. 19とNo. 40は大森昌衛氏の同定によるものである。No. 19は、鳥取駅付近の地下20mの礫まじり砂層から産出したものである。この化石の群集からは、現在よりやや暖かく内湾度の高い海域の潮間帯下が考えられ、沖積世の海進の始まりを示すものであろう。No. 40は平野の東縁に近い鳥取県庁近くの地下20~22mの中粒砂から産出したものである。この化石群も潮間帯下の砂泥地を指示している。

中部粘土層(A₂)：中部粘土層は鳥取平野の地下に広く分布し、平野の中央部では30m近い厚さで堆積している暗青灰色の軟弱な粘土層である。N値は4~8。含水比は33~80%であり、炭質物や流木を多量に産するほか、山名は *Corbicula* sp. を報告している。海進の極相を示す古鳥取湾時代の堆積を示す本層を模式的に発達する地名をとって「古海粘土層」とよぶことにする。古海粘土層は有楽町粘土に対比され、米子付近の中海層と同一層準を示すものである。成瀬も本層に対して中部粘土と呼び、豊島は下部貝殻片混粘土・泥炭層互層とし、山名は第二粘土層と呼んだ。

上部砂層(A₃)：本層は層厚10m以下の茶灰色ないし灰色の細砂からなる、シルト層のこともあり、ときには粘土~シルトを挟み、貝殻片をまじえている。N値は5~20の軟かい砂から中位の砂でできている。平野の東側よりも西側に厚くなる傾向がある。中部粘土層の上に整合的に堆積しているが、水面が一時低下するか、海の上進の停滞によって形成されたものであろう。鳥取砂丘の新砂丘1、とそれにつづくクロズナの形成期の堆積物と考えられる。成瀬はこれを上部砂礫とよび、山名は海面上昇が一時停滞した時の河川砂層と考え、第1砂層とよんでいる。安田は自由面地下水の賦存する本層を、B層とよんで区別している。

上部粘土層(A₄)：鳥取平野の北部に5m前後の厚さで発達する腐植質にとんだ軟弱粘土で、N値は6以下、含水比40%、潟湖末期の湿地帯堆積物である。平野の全域に分布するが湖山川付近の賀露、湖山、足山、布勢では水田の地下に泥炭質土壌として発達している。植物片は多産するが、貝化石を含むことが少ないことから潟湖末期の堆積物と考える。岩吉付近の本層は泥岩質であるが、この中から昆虫化石 *Donacia* sp. の鞘翅を産出した。鳥取平野に分布する弥生時代の遺跡は本層をさけて

第2表 鳥取平野の沖積層 (A₁) 産の貝殻化石

	No. 40		No. 19	No. 16	No. 21
	-20.3~ -20.4	-20.4~	-20.3 ~-24	(山名)	(山名)
<i>Aloides</i> sp.			X		
<i>Anatinella</i> sp.			X		
<i>Assiminea japonica</i>	X		X		
<i>Cardium</i> ? sp.			X		
<i>Chrysallida (Besla) bicinctella</i>	X		X		
<i>Corbicula japonica</i>			X	X	
<i>C.</i> sp.					X
<i>Cryptomya busoensis</i>			X		
<i>Decorifer insignis</i>			X	X	
<i>Diala</i> ? <i>varia</i>		X			
<i>Erycina crassa</i>			X		
<i>Leptoconchus</i> ? sp.		X			
<i>Mactra sulcataria</i>		X			
<i>Odostomia fujitani</i>		X			
<i>O. linpida</i>		X			
<i>O. rusticella</i>			X		
<i>O.</i> sp.	X		X		
<i>Oxyperas bernardi</i>			X		
<i>Pissidium</i> sp.		X			
<i>Raeta</i> ? <i>pellicula</i>	X				
<i>Retusa succincta</i>			X		
<i>Ringicula dorialis</i>		X	X		
<i>Stenothyra edogawaensis</i>					
<i>Turbonilla</i> sp.	X				
産 出 層	A ₁			A ₂	

おり、条里の遺構は本層の地表に見られ、平野の北部にまで広がっていることから、上部粘土層の形成は弥生時代以降で、奈良時代にはほぼ堆積を終えていたものと考えられる。山名はこれを第一粘土層とよび、成瀬は上部粘土層とよんでいる。

最上部砂礫層 (A₃) : 本層は千代川の旧河道の河床の砂礫や自然堤防、表土などを一括したものである。層厚は10m以下で分布は局部的である。後背低湿地は上部粘土層 (A₁) に漸移している。N値は10~30であるが、表土の一部にはN値が10以下で含水比60~120%のところがある。また、砂丘地の近くでは飛砂におおわれ、砂土型の灰色土壌、灰褐色土壌が表層に分布している。平野内の微高地や自然堤防には、弥生式土器を主体とする遺跡が発見されている。すなわち、岩吉、賀露、立川、大杵、服部などの約20ヶ所である。自然堤防や微高地の一部が弥生期にはすでに生活の場と成り得る環境にあったこ

とを示している。安田は本層を河道堆積物とし、山名は自然堤防とよび、豊島は表土とよんでいる。

鳥取平野の形成過程

坂本(1965)によると、鳥取平野の基盤の第三系は鳥取層群の上・中部累層からなり、北東に開いた緩い半盆地状構造を呈している。これらは袋川の流路にほぼ沿ったNW-SE方向にのびる先第三系の山塊によってたち切られ、平野の東縁も規制されている。この構造線は中新世以後の活動によるもので、その方向は淵見-摩尼山を連ねる線上に分布する貫入岩体の配列とよく調和している。鳥取平野の南には、鮮新統火山岩類からなる霊石山丘陵があり、南から北へ緩傾斜した基底面をもち、メサ状地形を呈している。鳥取平野の西には、中生界火山岩類と花崗岩からなる山地がNE-SW方向にのび、短い小河川が平野にのぞんでいる。平野の西域の地下ではこれらの

岩石が直接第四系の基盤となっている。このような地質的条件の場所で千代川が深く大きい侵食谷をつくり、引き続いて、その谷を埋積した。準平原化した中国山地の隆起に伴って谷の開析の速度は大きく、供給された砂礫の量も多かったであろう。鳥取平野は海岸平野というよりやや大きい谷底平野として発生し、鳥取沖の陸棚上に堆積した砂礫が沿岸州をつくり、これが平野の埋積を促進した。このことは、鳥取平野および周辺地域に都野津層相当の海成層を全く欠き、洪積世中期以降になって湯山層のような、海岸成ないし湖岸成の砂州が発達することからもうかがえる。

しかし、同じ山陰東部の第三系の堆積域でありながら、地域の西縁の鳥取付近に平野が開け、兵庫県側の山陰海岸には海岸平野の発達が悪いことが指摘される。これは単に流入河川の大小によるのみでなく、中新統以降の地質構造と地盤運動の差異にもとづくものであろうが、今後に残された問題である。

洪積世の中期には鳥取平野の輪郭ができ上り、平野の周辺には千代川の侵食段丘が形成され、風化作用を受けた。一部の基盤岩の礫はくさり礫化しており、高位段丘となっているが、平野の地下への追跡は明確でない。

洪積世後期初頭には海進にもなって湯山砂層が堆積し、内陸側には津ノ井層が堆積した。平野の地下の洪積層である下部粘土層(D₂)はこの時期の堆積物であろう。湯山層には“水つき砂層”と斜交して砂丘砂が発達し、平野の内側は瀉となった。その後、小さい海退と海進をくり返し、中段段丘の低位に侵食段丘ができた。湖山・布勢の付近では砂州が高住から北へ伸びて、湖山砂丘に接続し陸繋していたと考えられる。

ウルム最盛期の海退で海面は大きく後退し、鳥取平野は完全に離水し大きく深い谷ができた。この谷は賀露付近で50m、古海で35mにおよび、平野の地下の-20m付近の平坦面を下刻して段丘ができた。これらの地形は後氷期の温暖化にもなった海進で埋没された。

後氷期の海域は内陸にまで及び、その南限はクライマックスには現在の海拔10m付近にまで分布していた。

沖積統の中部砂・粘土互層(A₁)は海進の始まりを示し、内湾性の貝化石を多産する不安定な堆積物であるが中部粘土層(A₂)に及んで海進は極相に達し、“古海軟弱粘土”を堆積した。いっぽう、袋川、野坂川、長柄川の小河谷および千代川の円通寺・叶付近では扇状地礫層が厚く堆積した。また、湖山池とその周辺は付近からの流入河川が小さく、布勢、天神山の砂州が千代川や野坂川の堆積物の流入をさまたげたため埋積がおくれ、上部

砂層(A₃)の堆積時には、砂丘の発達が目撃で外海からとざされ瀉湖となり、現在に及んでいる。

上部砂層(A₃)の時期に海は海退に向かい、水中では砂〜シルトが、地表では新砂丘Iが堆積した。その後の小海退と気温低下によって砂丘は安定し、クロズナを形成した。

上部粘土層(A₄)は瀉湖末期の堆積物で、湿地帯を埋め、鳥取平野はほぼ現在の状態になったが、なお、湖川の周辺、千代水には低湿な黒泥土壌が分布している。

最上部砂礫層(A₅)は、千代川の旧河道や自然堤防をつくった平野の最末期堆積物である。

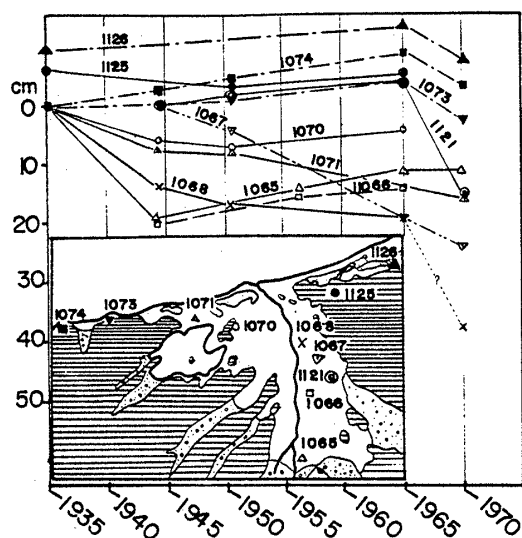
鳥取平野をとりまく山地や丘陵、段丘上には多くの遺跡が分布しており、平野内でも、海拔約3m以上の微高地や自然堤防には弥生時代から古墳時代の遺跡が見られるが、氾濫原には分布していない、因幡国庁は袋川の扇状地礫層の上に開かれている。その当時、平野は低湿地か、一部瀉の状態にあり、上部粘土層(A₄)の堆積が盛んであった。岩永実(1954, 1972)は鳥取平野の北部の海拔3m付近に条里制の遺構のあることを歴史地理学的方法で明らかにした。東大寺領高庭庄は8世紀半ばに成立し、10世紀後半には没落したが、西部鳥取平野全域に条里制が施行されていたことはこの頃平野の埋積がほぼ完了したことを示している。岩永は賀露東方の3m以下のデルタ尖端面に遺構が確認されることは、鳥取平野尖端部の減傾斜的沈降運動を考えないと説明できないと述べている。

中部粘土層(A₂)は、米子平野および中海地域に分布する中海層と層相、層序ともよく一致し、中海での¹⁴C年代測定結果の8,350±150 y. B. P.を参考にすれば、沖積世の初めから縄文海進の極相を示す堆積物であると考えられる。なお、クロズナ中には弥生土器から須恵器までの土器を出土することからクロズナ形成期が、弥生時代から古墳時代もしくは奈良時代にわたるものであることを示している。

鳥取平野の地盤変動の問題点

国土地理院地殻活動調査室がおこなった鳥取地方の地殻変動の研究によれば、鳥取付近では1930年以降40年間に約50cmの沈下があることが報告された。その40年間に約50cmの沈下には1943年9月の鳥取地震(M=7.4)に伴う沈下も含まれているが、その後に見られる図上の鋭い落込みは地盤沈下によるものとされている。

鳥取付近を通る精密水準測量は、1890年から1970年の間に東西水準路線で6回、1927年から1970年の間に鳥取を



第5図 鳥取平野付近の水準点の経年上下変動図

含む南北水準路線で5回おこなわれている。その結果は、佐々(1943)および地殻活動調査室(1971)によって、経年的上下変動図としてまとめられている。第5図は鳥取付近の水準点ごとの経年的変動量を示すために上記の上下変動図を書きかえたものである。図中の1125, 1126の2点以外は1935年の変動量を0として示してある。南北水準路線では、津山市内の第32号点と岡山市のJ379を不動点として変動量が示されているが、不動点とされた水準点そのものの変動は考慮されていない。東西水準路線で1965年から1970年の間にみられる並行的な落ち込みも、変動量を0とされている米子平野のJ1120の水準点そのものの変動を考慮して論じなければならないであろう。しかし、1121の点がこれらとは異常な沈下を示していることは明らかである。1121が鳥取平野の沖積地に位置しているのに対して、1126, 1125, 1073, 1074の各点は基盤岩からなる山地に位置し、沖積層はごく薄く被覆しているのみであって、第5図からは隆起の傾向を示していたように見える。

鳥取平野南部の1066と1065の2点は、鳥取地震では一時的に大きい沈下を示したが、1945年以後は隆起の傾向を示している。

以上の諸点の変動と比較して、1068の水準点は鳥取地震以後も沈下を続けており、1970年の測定はないが1121, 1067と同様の沈下があるものと推定すれば、この点は1935年以降約40 cmの沈下を示し、鳥取平野での最大沈下地点になる。1068, 1067, 1121などの水準点は鳥取平野の中心部に位置し、軟弱地盤である古海粘土層(A₂)が厚

く堆積している場所に相当する。また、1071の点は湖山池北岸の飛砂地にあり、地下には沖積層が発達している。

鳥取平野における地盤変動の一般的傾向を要約すると、鳥取地震に伴ってできた吉岡・鹿野両断層の東方延長線を境界として、平野の北半部で沈下が大きく、とくに平野の中心部の軟弱粘土の厚い地域で沈下量ももっとも大きい。地盤沈下の原因として地下水の過剰くみ上げが問題になるが、鳥取平野では地殻変動による沈下も考慮する必要があるものと考えられる。安田(1968)によると鳥取平野の地下水の可動採水量は50,000m³/dで、1968年の地下水利用現況は30,000m³/dに達していない。また、地下水くみ上げの影響を考慮する必要がないと思われる1890年から1935年の間に、1067の水準点は周辺と比較して大きい沈降を示している。

津屋(1944)によれば、鳥取地震に伴って現われた鹿野・吉岡の両断層は地質時代の断層自身が再活動したものである。吉岡地震断層は全体として東西に走り、北側は南側に対して相対的に約10~40cmの沈下を示し、鹿野地震断層は南西北東方向に走り、北側は南側に対して10~35cmの沈下を示している。

鳥取平野周辺の第四系を切る断層が湖山、湯山、海土で見られる。この断層は湯山砂層とそれを被覆する大山火山灰層を切っているが、新砂丘砂を切るかどうかは新砂丘砂が未固結のため不明である。湖山町二本松ではN30°W, E40°で落差は150cm、福部村湯山ではN10°E, E35°, 落差60cmであった。また福部村海土の断層はN20°W, E30°, 落差は200cmであった。これらの断層はそれぞれ見かけは小さいが、いずれも湯山層堆積後の断層であり、ほぼ南北性の方向のものであることが注目される。鳥取平野の形成過程において、これらの断層運動がどのように影響しているかは今後に残された問題であろう。

第四紀研究グループ(1969)がすでに述べているように、第四系の相対的沈降水量は出雲・松江地区に比して鳥取地区で大きく、沖積世に入ってからでも無視できない量である。このことは山陰海岸平野の海水準近く、ときには海面下に縄文~弥生時代の遺跡が埋没していることや、条里の遺構が千代川の河口付近のデルタ先端部に見られること、低位段丘の発達が悪いことなどからも推定できる。

結 論

1. 鳥取平野の周辺に断片的に分布する高位段丘(横

枕丘陵)は風化のすすんだ侵食面が多摩面に対比される可能性がある。

2. 中位段丘相当の湯山砂層は、上位面と下位面に2分できる。上位面は、水つき砂層とそれを不整合に覆う風成砂(古砂丘砂)からなる起伏にとんだ面である。下位面は水つき砂層のみが15~25mの高度につくる侵食平坦面で上位面と比較していちじるしく平坦である。上位面、下位面ともに大山中部火山灰層で被覆されている。下位面の形成時期は武蔵野期と考えられる。

3. 鳥取平野の地下の洪積層は、平野の中心部で約20mの層厚があり、-20mから-40m付近では、下位から砂礫層、粘土層、砂礫層からなっている。粘土層は、津ノ井粘土層、湯山砂層に対比できる。

4. 鳥取平野の地下に、洪積層を侵食した埋積谷と埋積段丘がある。これらは、ウルム氷期の海退に伴って形成されたものである。

5. 平野の沖積層は層相によって、下位から中部砂・粘土互層(A₁)、中部粘土層(A₂)、上部砂層(A₃)、上部粘土層(A₄)、最上部砂礫層(A₅)の5層に細分できる。中部粘土層は、後氷期最大の海進時に堆積した海成粘土の軟弱地盤である。

6. 鳥取平野では洪積世以降、山陰西部海岸と比較して相対的に沈降している証拠がある。最近の地盤沈下の原因として、地殻変動に由来する構造的な運動を考慮する必要がある。

文 献

羽鳥謙三・柴崎達雄(1971); 第四紀. 共立出版.
 岩永 実(1959); 鳥取県の条里地域の研究. 1. 鳥取大学学芸学部研究報告, vol.13, p.257—276.
 国土地理院地殻活動調査室(1970); 鳥取地方の地殻変動. 測地学会誌, vol.16, no.4, p.66—68.
 黒川多三郎(1928); 賀露湖山付近の地質的観察. 因伯教育, 412号, p.1~12

村山正郎・一色直証・坂本亨(1963); 5万分の1「鳥取北部・鳥取南部」地質図および同説明書. 地質調査書, 66p.

成瀬敏郎(1967); 鳥取平野の地形. 地理科学, no.7.
 岡本成喬(1962); 鳥取平野の地下構造について—主として試錐データの総括と地理学的考察—. 鳥取大学学芸学部卒業論文(未公表).

大西正己・近藤正史(1961); 砂丘のおいたち. 大明堂.
 山陰第四紀研究グループ(1969); 山陰海岸地域の第四系. 日本の第四系, p.355—376.

佐々憲三(1943); 鳥取大地震前後の土地傾斜変動. 科学, vol.14, no.6, p.220—221.

鳥取県企画室(1967); 鳥取県地質図及び同説明書. 鳥取県.

—————(1964); 鳥取県水理地質図, 同説明書.

—————(1968); 鳥取県水理地質図, 同説明書(続).

—————(1968); 鳥取県の水資源.

鳥取県(1972); 鳥取県史, 1, 原始古代編.

鳥取県農事試験場(1962); 千代川流域土壌図, 5万分の1.

豊島吉則(1955); 鳥取県東部の地形. 鳥取大学学芸学部研究報告(自然科学), vol.6, p.46—52.

—————・赤木三郎(1965); 鳥取砂丘の形成について. 鳥取大学学芸学部研究報告(自然科学), vol.16, no.1, p.32—44.

—————(1967); 山陰海岸における海食地形に関する研究. 鳥取大学教育学部研究報告(自然科学), vol.18, no.1, 2, p.64—98.

津屋弘達(1944); 鹿野・吉岡断層とその付近の地質. 地震研彙報, vol.22, no.1, p.1—32.

山名 巖(1963); 千代川の旧流路と集落居住. 鳥取県立科学博物館「郷土の科学」, vol.8, No.1—2.

—————(1964); 山陰地方における第四紀末の諸問題—鳥取・米子の沖積平野の場合—. 鳥取県立科学博物館研究報告, vol.3, p.1~18.

Process of the Formation of Tottori Plain

Saburo AKAGI

(Abstract)

Tottori plain is situated at the coastal strip of San'in district facing the southwestern part of Japan Sea, consisting of alluvial fans, flood plains, deltas and coastal sand dunes. The terraces fringing the

plain are divided into three groups, namely High, Middle and Low terraces. The topographic surface of the High terraces (Yokomakura surface) develops locally along the margin of the plain. The Middle

one of in this area are subdivided into two of different levels : the one of higher level is considered to be a depositional surface, and the lower one an erosional.

The result of detailed examination of the boring data in this plain is summarized as following succession in descending order :

Alluvial deposits : sand and gravel (A₅)
 0-45m soft clay with humic soil (A₄)
 sand and silt (A₃)
 fossil bearing soft clay (A₂)
 alternation of sand and clay
 (A₁)

Diluvial deposits : gravel
 0-50m clay and silt } (D₁₋₃)
 gravel

After the maximum phase of regression in the Würmian stage, the buried river terrace and fossil valley have been reclaimed by post-glacial sediments. In these, the Furumi formation (A₂) has partly yielded some molluscan fossils indicating the brackish depositional environment. The alluvial soft clay may be accumulated rapidly in the inland bay under brackish water during the so-called Yurakucho transgression.

The Tottori plain had been remarkably subsided during the late Pleistocene. Judging from the data of geodesic measurements during the latest 80 years and the distributions of archaeological relics, the crustal movements have been rather continuous since the Pleistocene age down to the present.