

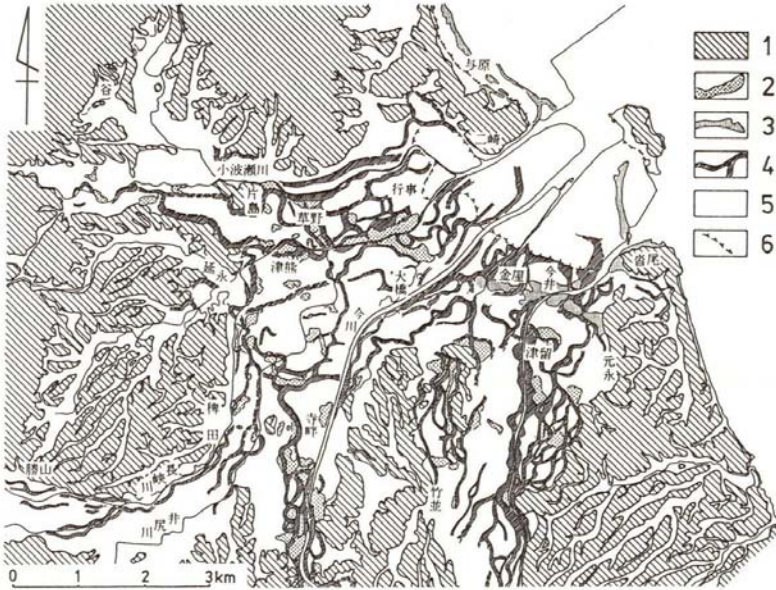
(5) 低位段丘(L)面

L面は行橋平野で最低位の段丘面で、主に扇状地の形態をとる。黒田の長峡川の旧流路による扇状地、祓川左岸の福原を中心とする扇状地、今川左岸の飯岳山東麓から流下する支流の作った小扇状地、城井川左岸の築城市街地の扇状地などである。このうち長峡川については現在の長峡川の流路とは異なり、勝山から北東方向に、花崗岩からなる山地の間を流れていた流路跡がL面をなし、その傾きは〇・三四度である。すなわち河川争奪により形成された面がL面で、勝山では現在の長峡川との間に比高二―三メートルの崖があり、風隙の地形も残っている。この面の下流側は沖積面下に埋没する。また福原の扇状地も先端部が沖積面下に没し、その連続は沖積面下に追跡できる。

堆積物は福原では最大径二〇センチ、平均径五センチの扇状地礫層である。この段丘面には阿蘇4火砕流に關係する火山灰層はみられないことから、七・五万年以降に形成された面をすべて含んでいる可能性がある。

三 行橋平野の低地

低地は飯岳地塊列以北の行橋平野北部(行橋盆地)によく発達する。しかしながら、今川を境にしてその性格を異にし、分布高度にも違いがみられる。今川左岸以北の長峡川・小波瀬川流域では海拔五メートル以下の地域がおよそ五メートル内陸まで続き、海拔一〇メートル以下の地域も七―八メートル内陸まで広がる。これに対して今川右岸の祓川流域では、河口からおよそ一・五メートルで海拔五メートル、三メートルで一〇メートルの高度になる。長峡川・



1 山地・丘陵地、台地 2 自然堤防 3 浜堤 4 旧河道  
5 後背湿地その他 6 新田開発以前の海岸線

第5図 行橋平野の低地の地形 (千田 1985)

小波瀬川流域では低湿な地域が広く、三角州・海岸平野の地形が主であるのに対して、祓川流域では網状的な流路跡が明瞭で、扇状地の地形が主であることを示している(千田、一九八五)。低地の地形からもその違いが分かる(第5図)。

現在の各河川の河口付近は近世以降の新田開発により干拓が行われたものである。また今井を中心として西北西—東南東に延びる浜堤は新田開発以前の時期の海岸線を示す砂堆である。

(1) 沖積層

沖積層の基盤をなすのは大部分が花崗岩類や変成岩類などの古期岩類であるが、金屋では花崗岩類を切る谷を埋めた二六メートルを超える厚さの堆積物がみられ、その上面高度は今井で海面下三メートル、長峽

川の下流で海面下九メートルであり、およそ〇・一三度で南から北へ傾き下がつている。この地層は層相、N値、分布、勾配などから祓川の形成した扇状地であるL面の先端部が埋没したものと考えられる。

行橋平野の沖積層は下位から下部砂礫層、下部砂層、中部泥層、上部砂層、上部泥層に区分される。

i 下部砂礫層

沖積層の最下部を占め、小波瀬川沿いでは四・八メートル以上の厚さを持ち、直径〇・五〜四センチメートルの円礫を主とする砂礫層からなる。本砂礫層基底の深度は最も深い部分で海面下一三・五メートルより大である。この砂礫層は長峡川、小波瀬川沿いには二〜三メートルの厚さで連続するが、祓川沿いではほとんど地表部まで分布し、厚さも最大で七・五メートルになる。本砂礫層の堆積時期などは不明であるが、一部はL面と同じ時期である。

ii 下部砂層

下部砂層は最大で六・二メートルの厚さを持ち、シルト質砂の部分もあるが大部分は細砂〜粗砂からなる。また腐植物や貝殻あるいは礫を含むこともあり、上流側へしだいに礫の割合が多くなる。小波瀬川沿いの汐入橋における本層下部の腐植物を含むシルト質砂の放射性炭素( $^{14}\text{C}$ )年代は七七一〇±二一〇年BPである。

iii 中部泥層

中部泥層は貝殻を含むシルトあるいは砂質シルトからなるが、河口部の養島では砂が卓越する。貝殻はシルト部ではハイガイが含まれている。本層の厚さは最大でおよそ二二メートルであるが、内陸方へ薄くなる。また今川や祓川の方向へ薄くなり、金屋ではシルトまじり砂になり、今井で消滅する。中部泥層の堆積の中心は長峡川・小波瀬川沿いの地域で、ここに典型的に泥層が発達している。中部泥層の上面の高度は最も高い

一ツ橋で海拔一・八<sup>メートル</sup>である。汐入橋での本層上部(海面下一・二<sup>メートル</sup>)の腐植物の<sup>14</sup>C年代は四八六〇±二六〇年BPである。また延永小学校では本層下部に三〇<sup>センチメートル</sup>の厚さで灰白色火山灰層がみられる。これは中部泥層上部の年代とも考え合わせると、薩南諸島の鬼界カルデラからおよそ六三〇〇年前に噴出したアカホヤ火山灰(町田・新井、一九七八)に相当するようである。

iv 上部砂層

厚さ最大で三<sup>メートル</sup>の上部砂層は貝殻を含むシルトまじり砂あるいは中砂〜粗砂からなる。本砂層はほぼ現地表面まで分布し、小波瀬川・長峡川の下流側では貝殻を含むが、上流側では礫を含む。本層は三角州前置層で、中部泥層堆積後の河川による埋め立てが現在まで続いていることを示すと思われる。祓川下流部では本層は浜堤堆積物に連続し、高度も海拔四<sup>メートル</sup>を超える。

v 上部泥層

後背湿地や潟湖的な環境下では上部砂層上に有機質シルトが一<sup>メートル</sup>以下の厚さでみられ、また水田耕土となっている有機質のシルト〜砂層が全体にみられる。

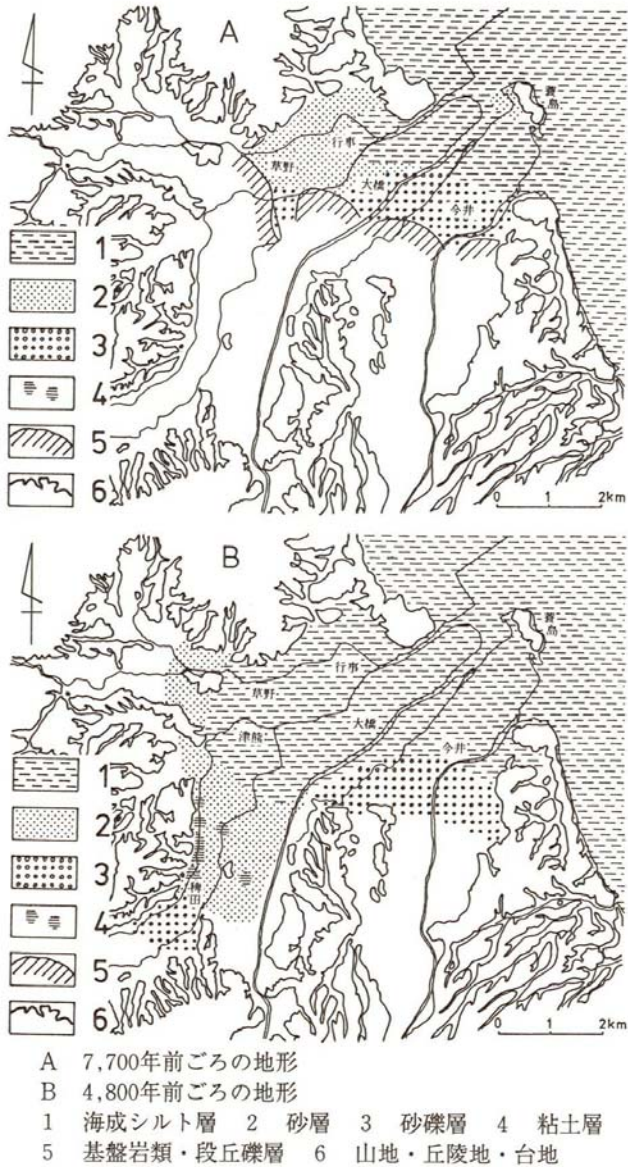
(2) 沖積面

行橋平野のうち沖積低地、すなわち沖積面の形成は、最終氷期の海面下二三〇<sup>メートル</sup>付近の海水準から温暖化に伴う世界的な海面上昇により、最終氷期に形成された谷を埋めるように沖積層が堆積することに始まる。この海進を日本では縄文海進と呼んでおり、一般に六〇〇〇年前ごろに現在の海面より高かったと考えられている。

この縄文海進において、行橋平野への海域の浸入は遅れる。その理由は平野が最終氷期の瀬戸内海西部の水系である周豊川の最上流部に近い位置にあるためと考えられる。海域浸入の開始時期については、最も海寄りの蓑島の海面下一九メートル付近で貝殻を含む砂層がみられることから、内陸側で下部砂礫層が堆積していたとき、蓑島付近には海域が広がっていたと推定される。蓑島から一・七メートル内陸の地点では海面下一〇メートル付近の中部泥層下部で貝殻が見いだされる。またそれより内陸方へ二・三メートルの汐入橋では海面下六・二メートルの位置で七七〇〇年前の年代が得られたが、この地点にはまだ海域の浸入はみられない。この時期には蓑島からおよそ三メートル内陸方まで海域が広がっていたと思われる(第6A図)。汐入橋で最初に海域の影響がみられるのは下部砂層上部で、海面下五メートル付近である。

海面の上昇に伴い小波瀬川、長峡川、今川のそれぞれの河口部に三角州が形成され、前置層としての下部砂層が堆積した。しかし引き続き海面上昇速度が堆積物供給の速度を上回っていたため、むしろ三角州は内陸側へ後退し、これに対応して中部泥層が堆積する。中部泥層中にはハイガイが含まれ、*Cyclotella striata*、*Melosira sulcata*、*Nitzschia granulata*などの内湾に生息する珪藻が多産することから、それほど深くない内湾域が広がり、三角州底置層としての中部泥層が堆積したことを示している。中部泥層の厚さは最大で約一二メートルであり、その下部にアカホヤ火山灰があることから、長峡川沿いの延永付近では六三〇〇年前ごろから中部泥層の堆積が始まったと考えられる。汐入橋では中部泥層の上面高度は海面下〇・二メートルであるが、年代測定を行った海面下一・二メートルの位置は四八〇〇年前であるので、この地点では更に後の時期まで中部泥層が堆積できるような内湾環境が広がっていたと推定される(第6B図)。

これ以後は各河川からの堆積物供給により、しだいに湾入埋積の過程に入ると思われる。しかしながら、汐入橋の上部砂層から内湾域を示す珪藻化石が高率で出現することは、上部砂層堆積時にもなお内湾状態が続いていたことを示している。珪藻化石による海成層の最高高度は一つ橋付近で海拔一・八メートルである。海岸線は近世の新田開発が行われる前までに行事—今井の線まで後退し、陸域が拡大した。



第6図 行橋平野の低地の発達 (千田 1985)