

徳島県吉野川・鮎喰川下流域平野の沖積層の形成過程

古 田 昇*

I. はじめに

徳島平野の沖積層の実証的研究は、支持地盤の見地から岩相を区分し、等深・等厚線図を作成した都市地盤調査（鈴木・北崎（1964）¹⁾）に始まる。中川・須鎗（1965）が定義したウルム氷期最盛期以降「徳島層」は²⁾、阿子島（1972）³⁾により「縄文期（約1万年前）以降の沖積統」と再定義された。また須鎗・阿子島（1972）⁴⁾は、沖積層基底礫層等深線図を示し、徳島層の堆積開始は約1万年前、中部層の堆積はアトラント期の海進最盛期であると述べた。その後、三角州の前進により沖洲～川内～松茂に砂堆が形成され、内湾化した地域が引き続く2 m余の海面低下で陸化したと指摘した。さらに縄文前期頃、姫田～池谷～JR高徳本線までの海域拡大を指摘した（1975a・b）⁵⁾。横山ほか（1990）⁶⁾は、火山灰や貝化石群集の分析に基づき沖積層の堆積過程を論じた。

以上により、徳島層の堆積の概要が明らかとなったが、鮎喰川が平野形成に果たす役割や形成過程の復原など残された課題も多い。そこで本稿では、新たに約千本の試錐資料の検討とコア試料・地層断面の観察などから沖積層の堆積構造を考察し、ウルム氷期から先・原史時代に至る間の地形変化を考察したい。

* 聖母女学院中学・高等学校

徳島平野の外形は東に開いたクサビ状で、北を阿讃山地、南を四国山地により画される断層角盆地性低地である（第1図）。阿讃山地南麓には中央構造線が東西に走る。岩津以東は吉野川の谷底平野が発達するが、東南部の鮎喰川による扇状地性平野域を除き、概ね標高5 m以下の低平なデルタとなる（第2図）⁷⁾。

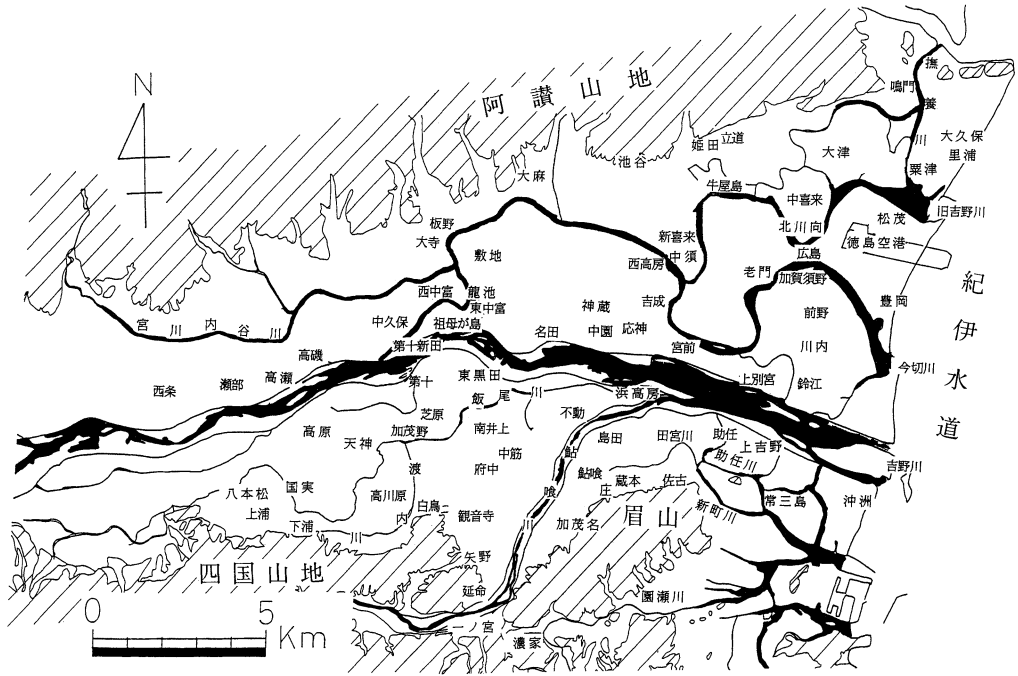
II. 沖積層の層相

沖積層の最大層厚は50 m以上に及び、その基盤は洪積層北島層もしくは結晶片岩である。

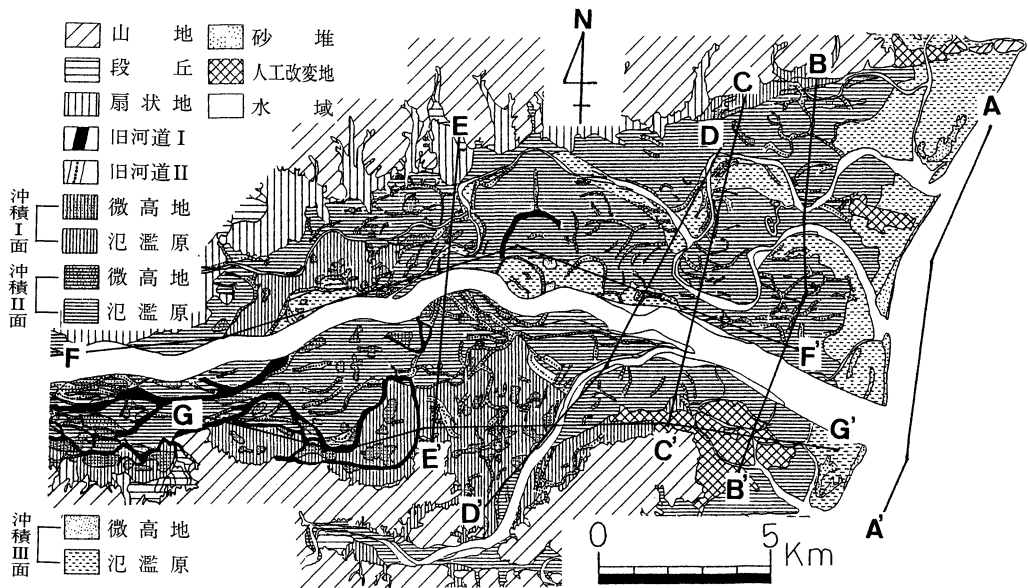
沖積層は、下位から沖積層基底礫（BG）層、下部泥（LC）層、下部砂礫（LS）層、中部泥（MC）層、上部砂（US）層、最上部河成（TRB）層に分けられる⁸⁾。以下、各層について記載する（第3図～第9図）。

(1) 沖積層基底礫（BG）層

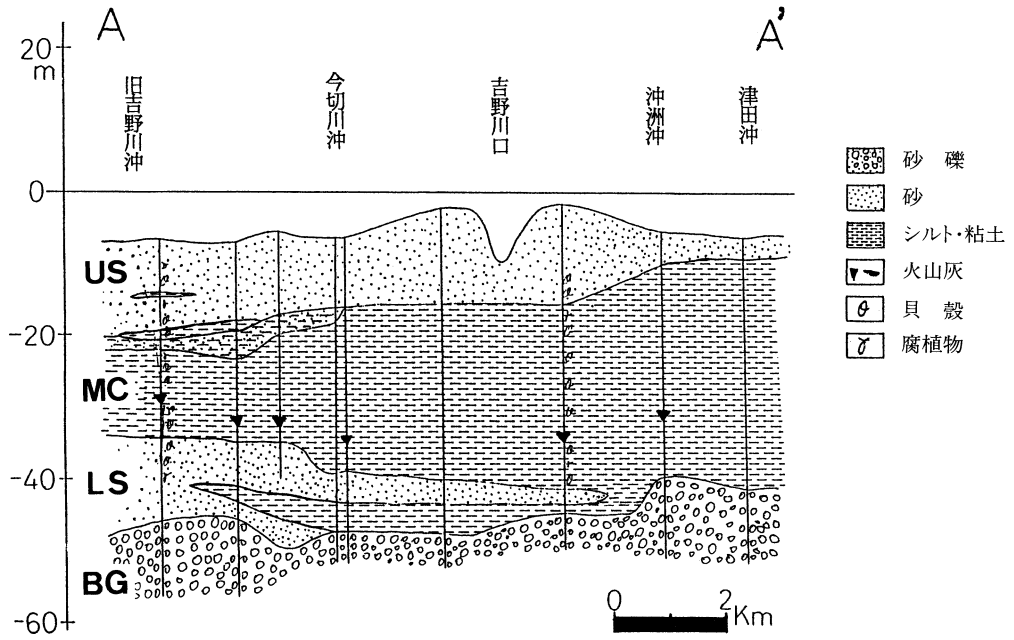
BG層は、N値30以上の固く締まった礫層で、一般に下部ほど巨礫となる。暗黄灰色粗砂をマトリックスとし、粘土を混入する。堆積深度は現吉野川河口でTP-45 m、今切川沖でTP-50 mと北ほど深く（第3図）⁹⁾、当時、現海岸線付近まで砂礫の運搬堆積が行われたことを示している。比高10 m以上の¹⁰⁾谷は、上流へ深度を減じつつ連続する（第10



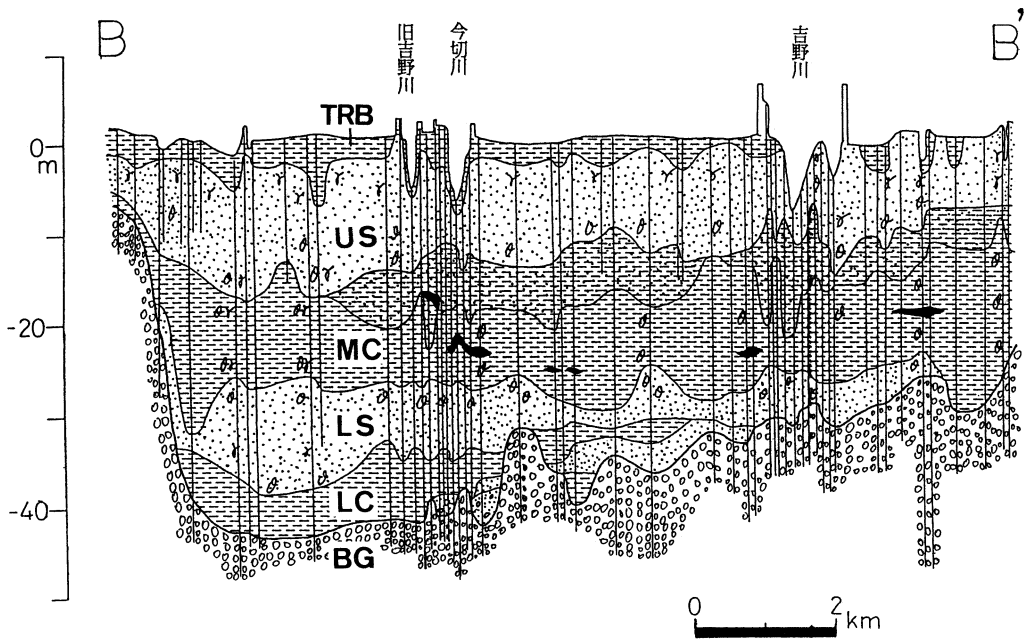
第1図 地域概念図



第2図 地形分類図 (古田1987を加筆)
A-A'~G-G' は、地質断面図の位置を示す。



第3図 深層地質横断面図 (A-A' 断面)
断面の位置は第2図参照



第4図 深層地質横断面図 (B-B' 断面)
断面の位置は第2図、凡例は第3図参照

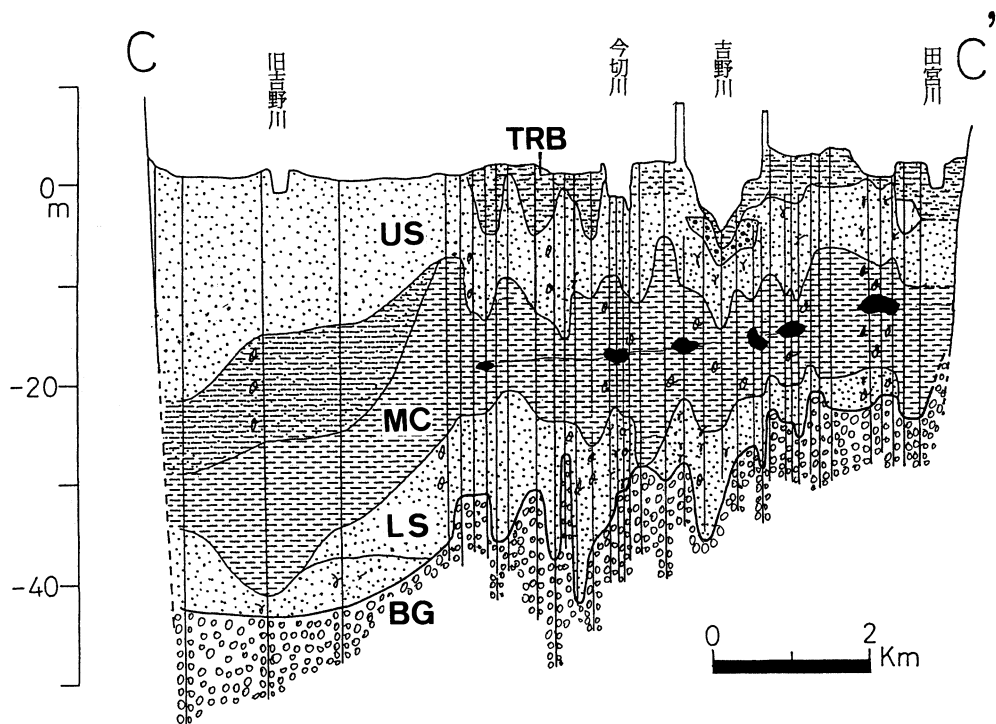
図)。その傾斜は北部で約1~2%、南部では約3%で(第8・9図)、地形的特徴と層相から鮎喰川と吉野川本流の古流路に区分される。古鮎喰谷は、石井~徳島市川内町まで達し、その北側を複数の古吉野谷が東~東北東に流れる。これらの流路間には比較的大規模な谷の下刻からとり残された埋没平坦面がTP-40m付近まで存在する。

(2) 下部泥(LC)層・下部砂礫(LS)層

LC層は、埋没谷と埋没段丘末端を覆う形で堆積し、平野東部に局地的にみられる(第4・8・9図)。層相は、N値10前後の貝殻(片)を多く含むシルトと砂の軟弱層である。現海岸線付近の堆積深度はTP-35~40mであり、旧吉野川以北がやや深い。加賀須野や広島では、貝殻と腐植物を共在する砂・シル

ト互層となり、局地的に湿地の環境を示している。平野北部では牛屋島~中須、南部では老門~上吉野がほぼ本層の西限となる。

LS層はBG層の谷を埋めるように堆積する。現海岸線付近の堆積上面はTP-35~40mで、西ほど浅くなりつつ平野全域に発達する。現吉野川以北では厚さを増し、貝殻混じり砂層の様相を呈するが、所により不連続にシルト層を介在する。LS層は下位のBG層の起伏をほぼ埋積し、約10m程度の層厚を保ちつつ上流側へ連続する。貝殻を含むLS層の西限は、徳島市佐古と宮前付近である。LS層の層相は、北部では砂が卓越するが、ほぼ今切川を境として南ほど砂礫化する。また、本層上面の谷は主として現吉野川以北にある(第4・5図)。



第5図 深層地質横断面図(C-C'断面)
断面の位置は第2図、凡例は第3図参照

(3) 中部泥 (MC) 層

MC 層は、N 値 5 前後の軟弱な暗青灰色シルトを主とし、最大層厚は 20 m 以上である。全般的に貝殻 (片) を混えるが、上流側ほど砂の含有率が高く腐植物を共在し、海岸に近い堆積環境を想定させる。

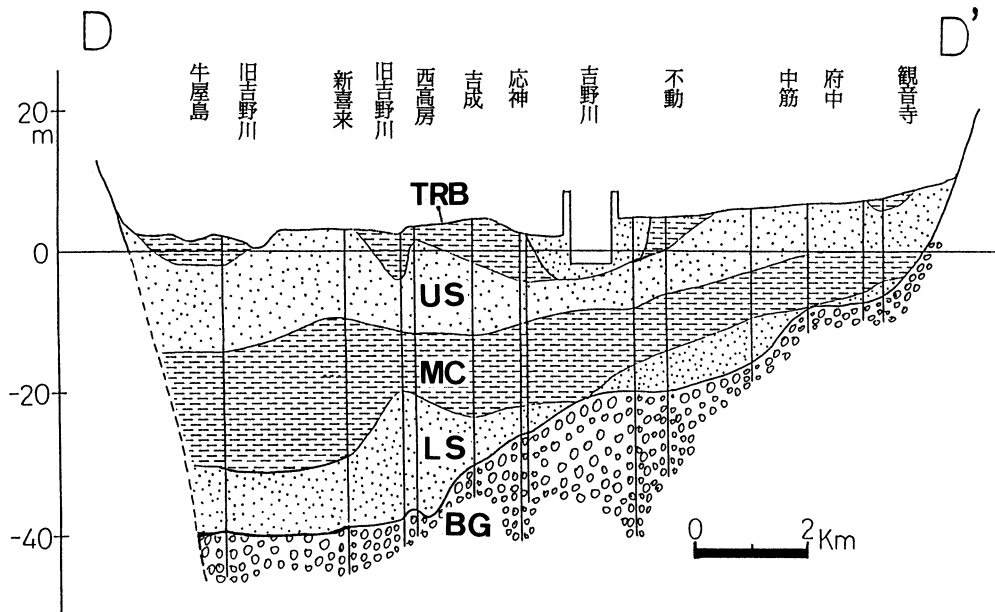
本層中に挟在する層厚 1~2 m の灰白色火山灰の堆積深度は、現海岸線付近で TP-30 m あまりで、西ほど浅い (第11図)。鳴門市池谷や徳島市佐古では深度 TP-15~-10 m となり、ほぼ分布西限と推定される¹¹⁾。本火山灰は、層準・層相や連続性などの他、数カ所のコアサンプル¹²⁾ より BW 型の火山ガラスが卓越すること、普通輝石、シソ輝石、磁鉄鉱を含む重鉱物組成を示し、ほぼ 6,300 年前¹³⁾ のアカホヤ (K-Ah) 火山灰¹⁴⁾ に対比できると考えられる。

鳴門市立道では、TP-15 m 程度の層厚 1

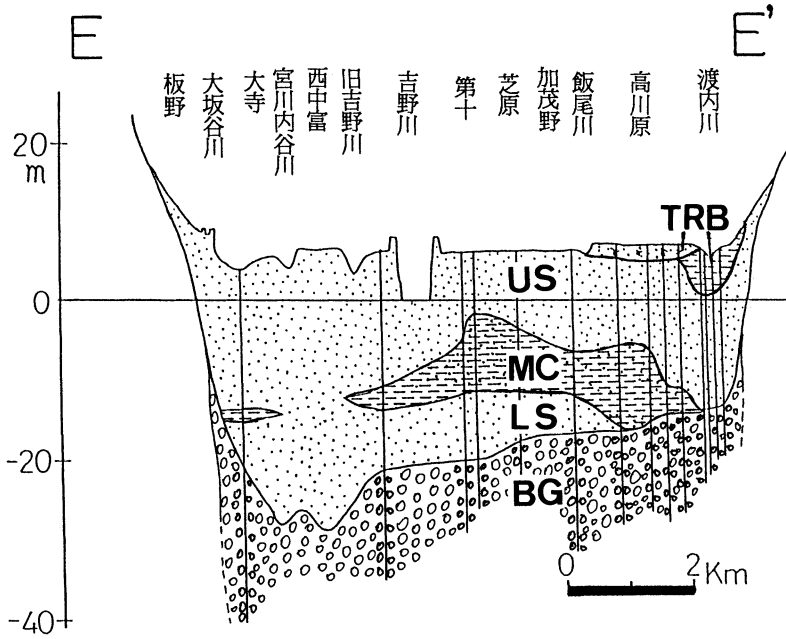
m の火山灰層中に貝殻と腐植物が共在する。また、北島町新喜来では層厚 2.6 m、徳島市宮の前では TP-10 m より層厚 3.35 m であるが、徳島市浜高房では同深度で層厚 0.55 m と地域差が大きい、層厚のばらつきは、2次堆積量の多寡によると考えられる。また、多くの地点で火山灰層より上位でシルトに砂が混入しており、火山灰降下によって流掃土砂量が急増し、下流へ運搬されたことが推定される。

上板町瀬部と石井町高原では、深度 TP-10 m 程度まで、腐植物を含む砂質シルトと砂の互層となる。ここは BG 層の谷部にあたり、MC 層の堆積が埋没谷沿いに上流側へ延長した同時代異層と考えられる。かかる谷埋め堆積の状況は、平野北部において顕著である。

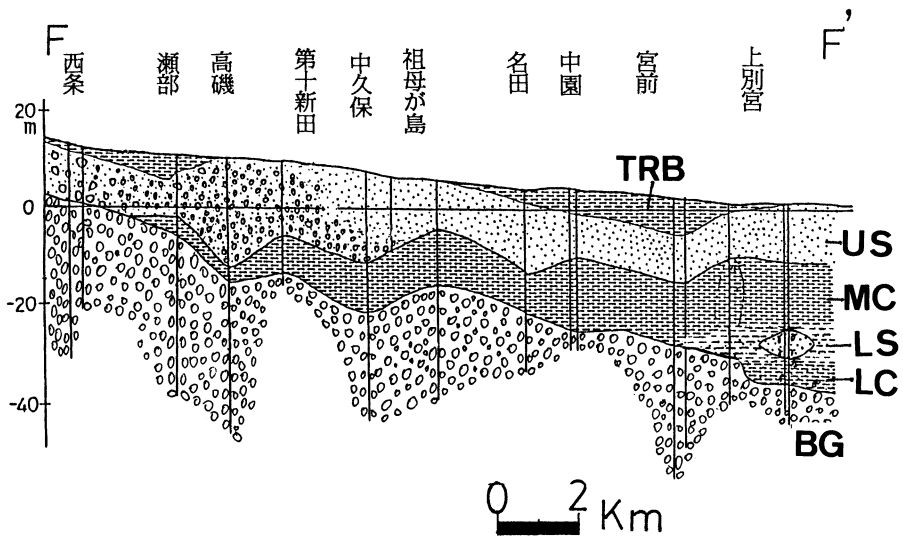
大矢ら (1993)¹⁵⁾ は、徳島市第十堰周辺の地下 -20 m 付近の粘土層を縄文海進時の海



第 6 図 深層地質横断面図 (D-D' 断面)
断面の位置は第 2 図、凡例は第 3 図参照



第 7 図 深層地質横断面図 (E-E' 断面)
断面の位置は第 2 図、凡例は第 3 図参照



第 8 図 深層地質縦断面図 (F-F' 断面)
断面の位置は第 2 図、凡例は第 3 図参照

成層とした。しかるに周辺の試錐資料から貝化石群集など海成層を示す証拠は得られない。砂と粘土との互層をなす MC 層の層相変化から、第十堰周辺は当時、より海岸線に近い河川下流域となり、氾濫原的な堆積環境の下で沼沢地化が進行したものと考えられる。南井上小学校付近、徳島市東黒田付近では標高-20 m 余にシルト～泥層が発達するが、海成層か否かは不明であり、また、より上流では海成層を確認できない。

本層は、C-C' 断面で旧吉野川流域、B-B' 断面では全域で上半部が砂まじりシルトとなる。

(4) 上部砂 (US)・最上部河成 (TRB) 層

US 層は、平野全域に広く堆積し、層厚 15 m 程度、N 値 15～25 程度の暗灰色シルト混じり砂層で、一部コブル大の砂礫層を混える。US 層の一部は、MC 層を開析しつつ堆積した。本層のほぼ全層準に貝殻と腐植物が混入する¹⁶⁾が腐植物が優勢であり、陸化が進行したことがうかがわれる。

TRB 層は、現平野東部に広く展開する(第 4 図)。旧吉野川流域での TRB 層は新喜来より上流では、河道沿いに帯状に分布するのみとなる。N 値 10 未満のシルト・粘土の軟弱層が堆積する地域では、海岸付近では貝殻、内陸部では腐植物を含むが、分布は一様ではない。海岸線付近を除き、離水後の沼沢地ないし湿地的堆積環境下での堆積物と考えられる。

一方、吉野川支流の飯尾川と南の山地間の石井町渡内から上浦までは別の TRB 相当層が堆積する。さらに、吉野川北岸の板野町瀬部にも同時代異層がある。渡内～上浦付近、宮川内谷川扇状地扇端部より下流側の TRB

層は、本流背後の後背湿地堆積物である。

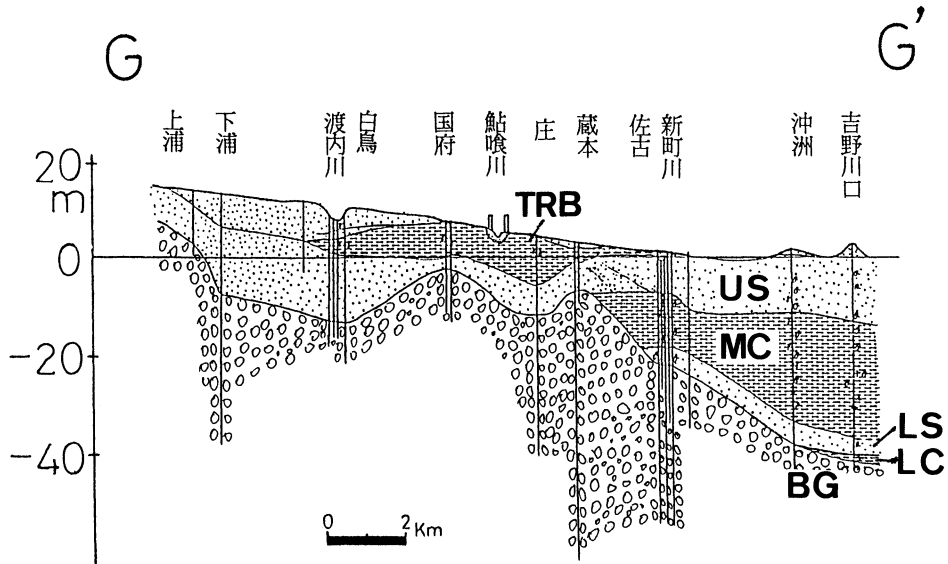
Ⅲ. 古地理の変遷

BG 層は、更新世の扇状地堆積物であり、埋没段丘と埋没谷から構成される¹⁷⁾。当時の古吉野川谷の 1 つは、ほぼ現流路沿いに東流し、別の流れは鴨島町八本松～石井町国実・天神～徳島町東黒田を通っていた。これらは合した後、北島町高房～松茂町北河向～鳴門市粟津から紀伊水道へ流入したと推定される。

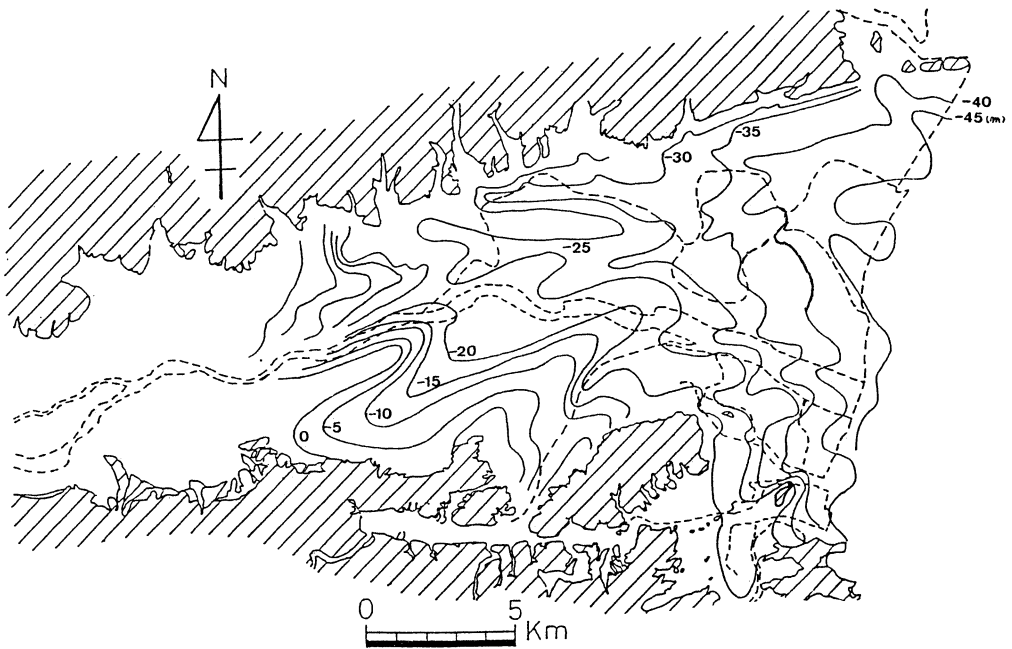
一方、古鮎喰川谷は、徳島市浜高房付近から吉野川現流路を北に越え、徳島市上別宮～現今切川河口付近へ達しており、下流域は現在よりかなり拡大していた。また別に徳島市加茂名～佐古～常三島～現吉野川河口左岸へ至る古流路があった。これは、現在排水河川となった田宮川、助任川、新町川などに継承されるが、当時は鮎喰川の上流から連続する主流路の一つで現在より流量も多かったであろう(第 12 図 (I))。

ところで、船越(1926)は¹⁸⁾、鮎喰川が徳島市一の宮から東流して現園瀬川の流路を流れたとしたが、BG 層の谷から鮎喰川の流路は当時も北流しており、かかる河川争奪と流路変遷は少なくともそれ以前となる¹⁹⁾。

上流側に堆積する LC 層には砂層との指交があり、最終氷期最盛期以降海面の上昇過程で、埋没谷末端から沈水した際の海成層であると考えられる。当時の海水準は、本層の分布から推定すると TP-35～40 m 程度となる。沈水を免れた地域でも、井関(1983)²⁰⁾の指摘するように、BG 層上にはもはや砂礫の堆積はみられず、より静穏な氾濫原の環境に変化していったと考えられる²¹⁾。



第9図 深層地質断面図 (G-G' 断面)
断面の位置は第2図、凡例は第3図参照



第10図 沖積層基底礫層等深線図
図中の数字単位 (m)

旧吉野川流域のLS層は、それ以前の谷をほぼ埋積している。阿讃山地南麓では、貝混じり砂～シルト質砂層と腐植物混じり砂層との互層をなし側方変化が著しい。これは、山地からの堆積物の供給と、汀線の水平移動との相乗効果によるものである。

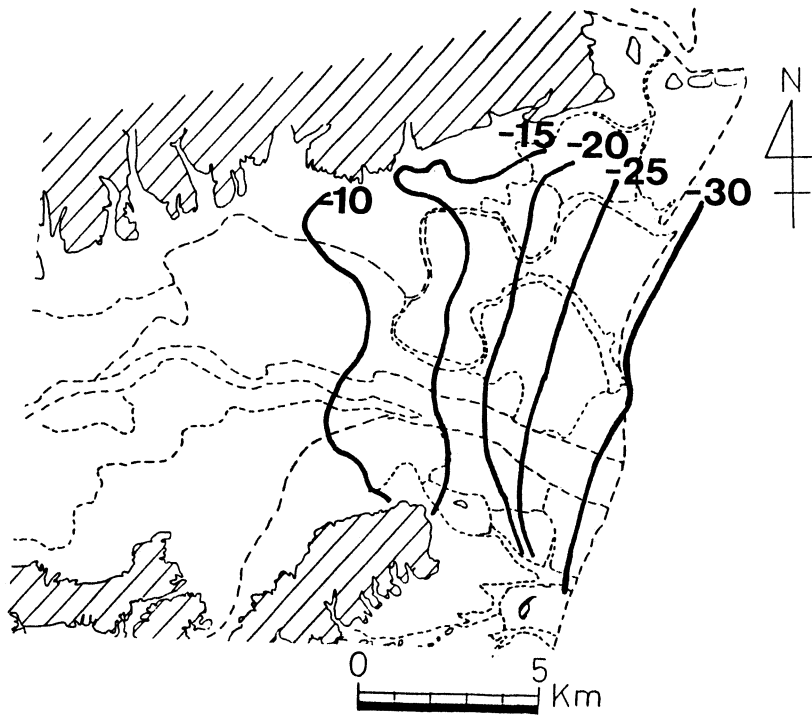
平野南北における河成LS層の層相の相違は、供給河川の違いに由来すると推定される。本層がBG層の谷を継承することから、北側のLS層は吉野川本流、南側が鮎喰川により供給されたと考えられる。つまり、鮎喰川の流域はBG層～LS層堆積期を通じて、北側に広がっていたといえる。

当地では、晩氷期の海水準の急上昇によりデルタ前置斜面上に堆積する砂層が順次、前地

形を埋積したと解される。汀線は、海成砂層西限である徳島市佐古付近にあったであろう。

ところで、LS層上面に見られる5m以上の起伏の一部は砂堆と推定されるが、本層上位の海成MC層の堆積や、河川の延長谷の存在など、すべてをそれで説明できない。すなわち、谷の沈水過程で、MC層堆積までに一定の時間間隙のあったことが考えられる²²⁾。

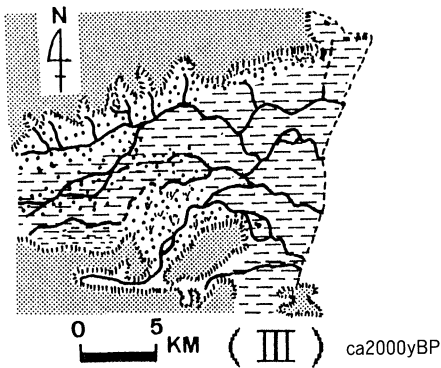
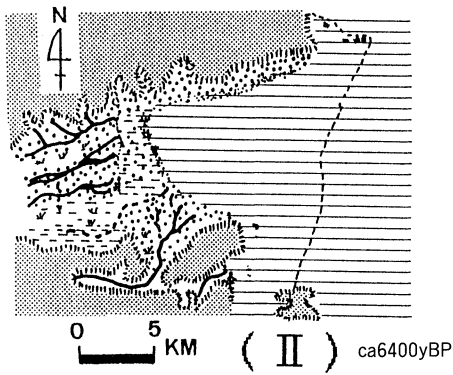
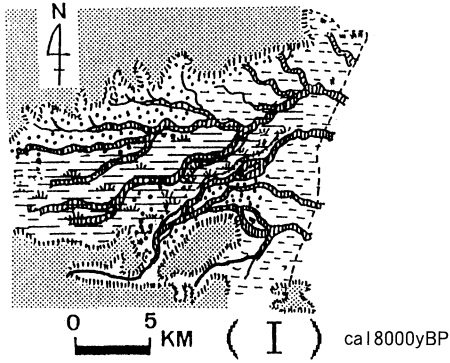
MC層はLS層の谷を埋積するなど、浅海底堆積物の特徴をよく示している。つまり、海水準の上昇によってLS層以下の谷が徐々に沈水し、さらに、谷の埋積後もMC層の堆積は10数mに及び、沈水はいっそう進んだと解される。また、海面上昇に対応して完









第11図 沖積層火山灰層等高線図
図中の数字は標高を表す。(単位 m)

全に沈水しなかった上流側でも排水不良となり沼沢地化が進行したと考えられる（第12図（II））。

K-Ah 火山灰層堆積までに、LS 層頂面の起伏は全面的に覆われ、以後の地形発達はその経過をたどることとなった。第11図の火



-  山地・丘陵
-  水域
-  氾濫原 I (湿性)
-  氾濫原 II (乾性)
-  砂質土帯
-  河道

第12図 地形環境復原図

山灰層の等高線は、当時の海底地形をほぼ示すと考えられ、現海岸線付近で -30 m、蔵本～池谷の分布西限付近で -10 m 程度となる。

また、K-Ah 火山灰降下後の MC 層の粗粒化傾向は平野全域で認められており、大量の火山灰の降下と下流への運搬堆積が、当時の自然環境を大きく変える一因になったと考えられる。

US 層は、MC 層を部分的に開析しながら堆積したデルタ前置層相当層である。本層の堆積進行につれて、汀線は後退した。その際、河道も下流側へ延長したが、それは MC 層堆積前とは異なった経路をとった。

2本の古吉野川河道は、鳴門市大麻付近で合流後大津まで山麓を流れ、南東に徳島空港付近へ至る。古鮎喰川は、徳島市名東から徳島市川内へ北東流し、別の一つは現田宮川の流れを東流していたと考えられる。

US 層の頂面高度にもかなりの起伏がある。これは、徳島市川内町と現吉野川河口付近に現在も痕跡を残す砂堆の堆積物が含まれるためである。また、藍住町の東半から北島町南部にかけては、ラグーン性の湿地であったと推定される。TRB 層は河成の氾濫性堆積物であるが、上流側では、US 層の堆積当時から微高地を発達させる規模の堆積環境が引き続いたと推定される。約2,000年前の環境復原図を第12図(Ⅲ)に示した。鮎喰川流域の国府・矢野・庄²³⁾付近はすでに陸化して安定しており、良好な生活環境を提供していた。

平野の北部では、BG 層までの深度が深く、また MC 層堆積時より鳴門など平野北部の陸化が南部より遅れた様相がうかがえる。

さらに鳴門市立道付近では、TP-13.1 m で黒灰色泥岩質破碎角礫岩に達するが、170

m 南東では TP-53.2 m でも着岩しない(第5図)。すぐ北には、中央構造線系の鳴門断層が西南西～東北東に走り²⁴⁾、断層の伏在を示唆する。とりわけ、旧吉野川の河道以北で MC 層上部以降の堆積面の高度急変には、断層運動の影響が考えられ、平野の地形発達を考察する上で注意を要する点であろう。

Ⅳ. ま と め

- ① 徳島平野の沖積層を BG、LC、LS、MC、US、TRB の各層に区分した。
- ② BG 層は、吉野川本流系と鮎喰川系に分かれ、その境界には埋没段丘がある。平野南東部の BG 層は鮎喰川系のものである。
- ③ MC 層の堆積には、水平的にも垂直的にも層相変化が認められる。MC 層中の K-Ah 火山灰は水中堆積ないし水成二次堆積物で最大層厚は数 m に及ぶ。等高線図を作成し、当時の起伏を推定した。火山灰層以上の MC 層の粗粒化から、デルタ形成の進展と火山灰降下による環境悪化の相互作用が推定される。
- ④ US 層堆積による平野の陸化は北部が南部に比べて遅れた。また、MC 層上部堆積以降、鳴門断層系の断層運動の影響が推定される。

今後さらに、沖積層の定量的堆積構造、平野地形面の形成過程、鮎喰川流域の地形と遺跡に関して研究を進め、稿を改めて論じたい。

〔謝辞〕本稿作成にあたり、立命館大学名誉教授・徳島文理大学の日下雅義教授には終始ご指導を賜った。フィリピン大学の前田保夫教授、徳島文理大学の寺戸恒夫教授にも貴重なご意見をいただいた。また、建設省徳島工事事務所三谷健副所長、建設省四国技術事務所、農林水産省吉野川下流農地防災事業所、日本道路公団徳島工事事務所、徳島県河川課をはじめ数多くの

機関から資料を提供いただいた。以上の方々に厚く感謝の意を表します。

なお、本稿は立命館大学大学院に提出した修士論文の一部を骨子として加筆修正したものであり、概要の一部は1988年度東北地理学会春季大会において発表した。

注

- 1) 鈴木好一・北崎梅香「徳島臨海地帯の地盤」『都市地盤調査報告書7』建設省・徳島県、1964、184頁。
- 2) 有楽町海進後の堆積物である。中川衷三・須鎗和巳「徳島北部海岸平野の地下地質」、徳島大学学芸紀要(自然科学)15、1965、25~35頁。
- 3) 阿子島功「徳島県の地質」徳島県、1972、137頁。
- 4) 須鎗和巳・阿子島功「四国東部および淡路島の海岸平野の原形」地質学論集7、1972、161~170頁。
- 5) 阿子島功「松茂の自然2、地形・地質」『松茂町誌』徳島県板野郡松茂町誌編纂委員会編、1975、36~53頁。阿子島功「北島町の自然3、地形・地質」『北島町史』徳島県板野郡北島町史編纂委員会、8~38頁。
- 6) 横山達也・松澤聡・奥村清「徳島平野の沖積層の形成過程」、地学雑誌99-7、1990、43~57頁。
- 7) 日下雅義「中央構造線と紀ノ川・吉野川河谷平野の地形環境」、服部昌之・井戸庄三・大脇保彦編『南海道の景観と変貌』古今書院、1984、318頁。130~139頁。拙稿「完新世における地形面の形成過程—徳島県吉野川下流域を例に—」日本地理学会予稿集31、1987、86~87頁。
- 8) 拙稿「徳島平野の形成過程」(演旨)、東北地理40-3、1988、223~224頁を修正して作成。
- 9) 前掲6)は、基底礫層下位から約25,000年前のAT火山灰層が板野町大伏で発見されたという。
- 10) 沖州で TP-39 m、今切川~旧吉野川河口間では TP-44 m となる。
- 11) 例外的に徳島市鮎喰において、AP-4 m の深度の礫層直上から火山灰層の報告がある。
- 12) 火山灰は AW 型の水中堆積であるが、サンプルは比較的純度が高い。AW 型の分類は小林による。小林国夫「火山灰層位学—日本の現状と課題」科学40-2、1970、74~83頁。
- 13) 前田保夫・松島義章・佐藤裕司・熊野茂「海成層の上限 (marine limit) の認定」第四紀研究21-3、1982、195~201頁。前掲6)によると、上助任町のアカホヤ直下の貝化石は内湾性の砂泥底の水深 10~30 m のものという。
- 14) 従来音地火山灰と呼ばれているものに相当する。町田洋・新井房夫「南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰」、第四紀研究17、1978、143~163頁。町田洋・新井房夫『火山灰アトラス—日本列島とその周辺』東京大学出版会、1992、276頁。
- 15) 大矢雅彦・春山成子・根岸久美「吉野川(四国)の河川地理学的研究」、早稲田大学大学院教育学研究科紀要4、1994、43~57頁。
- 16) 前掲6)によれば、鳴門市大津町矢倉の貝化石は汽水性で、ハイガイによる ^{14}C は、2090±85yBP と報告されている。
- 17) 埋没段丘を埋没谷が下刻し終えた最終水期最盛期段階での堆積物として一括した。
- 18) 船越素一「四国東部の地形考察と地殻変動の意義」、地球6、1926、8~21頁。
- 19) 寺戸は、河川の北流は先行的性格をもつとしている。寺戸恒夫「徳島県東部の段丘とその形成」阿南高専紀要2、1966、49~65頁。
- 20) 井関弘太郎『沖積平野』東京大学出版会、1983、145頁。
- 21) 例えば、東中富や応神などの BG 層直上には腐植物を多量に含む砂質シルトがみられる。
- 22) この時間間隙が海水準の低下・停滞に由来すれば、本層上面はいわゆる HBG 堆積面と推される。HBG については、Endo et al. (1982) による。K. Endo, K. Sekimoto & T. Takano "Holocene Stratigraphy and Paleoenvironment in the Kanto Plain, in relation to the Jomon Transgression". 1982, Institute of Natural College of Humanities and Sciences, Nihon University, Earth Sciences, no. 17, pp. 1~16.
- 23) 鳴門市教育委員会『鳴門森崎貝塚』1972、39頁。菅原康夫『日本の古代遺跡37 徳島』保育社、1988、245頁。佐原眞・工楽善通編『探訪弥生の遺跡 西日本編』有斐閣選書、1987、511頁。徳島市教育委員会『庄・鮎喰遺跡』1985。徳島市埋蔵文化財発掘調査委員会『矢野遺跡発掘調査概要—四国電力応神東線鉄塔建替工事に伴う発掘調査—』1991。などによる。
- 24) 岡田篤正「吉野川流域の中央構造線の断層変位地形と断層運動速度」1970、地理学評論43-1、1~21頁。活断層研究会『新編 日本の活断層』東大出版会、1991、437頁、296~299頁。