

沖 積 平 野

井 関 弘太郎

はじめに

世界地図をみると、大陸には緑色に彩られた平原がひろがり、陸地面積に占める平地の割合の大きいことが直感的にわかるが、このことは地球表面の面積高度曲線（ヒブソグラフ曲線）からも明らかであり、陸地の60%弱が標高 500 m 以下の低地からなっている。大陸別にみると、オーストラリアでは80%以上が、またヨーロッパでも74%が海拔 500 m 以下の低地からなり、後者の場合には、その約3/4が 200 m 以下の低平原になっている。しかしそれらの平原の大部分は、これから述べる日本の平野、すなわち沖積平野とは出来かたや性状が大きく異なっているのである。

大陸の平原の多くは、古い岩石からなる山地や台地が、流水などの侵食作用によって削りとられて平坦化したもので、侵食平野と分類されるものである。それらはさらに、かつての山地が削られて平原状になった準平原と、堆積した当時の地層が褶曲作用などをうけることなく板状に重なりあったまま、上昇・陸化して平原状となった構造平野とに分けられるが、後者の場合も隆起にともなって大なり小なりの侵食をうけている点で共通している。

こうした成因をもつ侵食平野は、緩い波状をなしていることが多いばかりでなく、第四紀の氷河堆積物やレス（黄土）などがおおっている地区を除けば、地表から 5 m にみえない深さで固結した岩盤に達することが多い。平野の端が直角に切りたった白亜の海崖でおわるドーバー海峡の沿岸などは、まさにその典型的な断面をみせている。

しかしながら、たとえばヨーロッパの平原のすべてが侵食平野ばかりからなっているわけでない。ライン・デルタに属するオランダの低地をはじめ、ポー川の三角州平野、カマルグすなわちローヌ川三角州などは、日本のそれと同じように、過去 1 万年内外の期間に、河川の堆積作用によってつくりあげられた低湿な沖積平野であり、固い岩盤まではもちろん、軟弱な堆積層の底まででも深さが 20 m を越える場合が少なくない。

このような新しい土砂の堆積によってつくられた平野を総称して堆積平野というが、ヨーロッパに限らず世界の大陸の大平原は、東南および東アジアを例外とすれば、多くが侵食平野からなっており、むしろ堆積平野は付随的な存在といえる。とくに畑作・畜産農業を基底としてきた欧米の生産様式からみれば、低湿な三角州平野などに対する生活舞台としての評価は、あまり高いものではなかった。

これに対して、水稻生産を経済の基盤としてきたアジア東・南部の住民にとっては、堆積平野なканずく沖積平野は最も重要な生産の場であった。とくに日本のように造山帯に属する列島では、形成に長い期間の地盤の安定を要する侵食平野の発達とはほとんどみられず、洪積台地を含む堆積平野が平野のすべてをなしている。とりわけ水稻生産に恵まれた条件をもつ沖積平野が、日本人の生活の主舞台をなしてきたのである。国土地理院の計測によれば、日本の国土面積の約24%が台地・低地をあわせた堆積平野であり、そのうちの53%、すなわち46,370 km²が沖積低地とされている。今日、この部分にわが国の人口の過半数が集中しているのも、そうした日本の歴史の所産であり、その状況は将来も大きく変わることはないであろう。とすれば、沖積平野がもつ諸条件、あるいは災害問題を含むその変化は、日本人の生活にとって大き

な影響をもつはずである。このような視点からも、沖積平野の形成の経過を理解し、今後の地学的諸問題を考えるうえの手がかりを得ることの意義は大きいといえよう。

1. 沖積平野ということば

1-1 沖積平野

沖積平野ということばは、alluvial plain の訳語であるが、しかし欧米語の alluvial plain の概念と、日本語の「沖積平野」のそれとは、慣用的にかなり異なった内容で使われている。欧米語の alluvial plain は、平野の形成の時代とは一応無関係に、河川の堆積作用によって形成された平野、つまり河成堆積平野一般を指していることが普通であり、いわば成因の分類にもとづく術語として使用されている。したがって、洪積世に河川の堆積作用によって形成された隆起扇状地や隆起三角州も、すべて alluvial plain に属するわけである。

これに対して、日本語で沖積平野という場合には、むしろその形成の時代に重点がおかれ、第四紀沖積世という時代的限定のもとに形成された堆積平野 — 実際にはその多くが河成堆積平野であるが — を総称するのが普通である。これは alluviale Zeit など、alluvial の語がもつ時代的意味の一面に強くひかれた結果と思われる。この場合には成因の意味は従となり、形成の時代的分類に重点がおかれている。したがって、日本語の概念における「沖積平野」を欧米語であらわすには、合衆国などで使用されている Recent alluvial plain のように、alluvial plain の前に時代を限定する語をつけなければならないのである。

日本のように地殻変動の激しい地域においては、沖積平野の概念に形成の時代の限定を強調することは、平野を構成する地層の限定を意味することになり、また地形学的にも地形面を限定する結果になる。それは、土壌・地下水・動植物相をはじめとする自然的諸現象の分布と密接にかかわるばかりでなく、土地利用・災害現象などの地域差を説明する応用面とも深い関係をもつことになる。このような状況からみて、日本における地形分類用語として沖積平野の語を用いる場合には、形成の時代的分類に重点をおいて使用した方が、内容がより明確になり、他の諸科学とのつながりからいっても都合のよい場合が多いように思われるのである。

しかしながら、形成の時代に重点をおいた沖積平野の概念規定が妥当であっても、実際に時代の限定が可能でなければ、その意義は薄れる。日本のおもな沖積平野は、海洋に臨んでいる平野、すなわち臨海沖積平野である。この臨海沖積平野は、後述する氷河性海面変動 (glacial eustasy) を基にして、沖積平野の構成層である沖積層とその基底面とを、地球的規模において確認することが可能である。このことから、形成時代に重点をおいた沖積平野の概念も、独り日本だけに限られるものではなく、少なくとも世界の臨海平野に適用しうるものと言うことができる。このような理由から、本書では沖積平野ということばを、「第四紀沖積世に、主として水成堆積物によって形成された堆積平野」と規定して使うことにした。

1-2 沖積世

沖積平野ということばが、形成の時代の限定に高いウエイトをおくものであるならば、当然、沖積世あるいは完新世がいつから始まる地質時代であるかが明らかになっていなければならないが、内陸性の盆地などでは、いわゆる洪積層と沖積層とを区別することは、両者の特徴を示す指標の違いが不鮮明であるために、技術的に困難な場合が少なくない。しかし、日本のおもな平野のように、海洋に面する臨海沖積平野の場合には、後に述べる晩氷期および後氷期の氷河性海面変動の影響を前提として、洪積層と沖積層と

を区別することが可能である。それは地層中の生物遺骸についての ^{14}C 年代測定や、地層の締め具合を知るための標準貫入試験などの物理的検査によって、一層確かなものになってきている。ことに両層の間にみられる物理的性状の違いは、洪積層と第三紀層との間の差異よりも著しいので、地盤工学をはじめとする各種の応用的な目的からも、洪積層と沖積層との区別、ひいては洪積世と沖積世とを分けることが望まれるのである。

第四紀の洪積世を更新世 (Pleistocene)、沖積世を完新世 (Holocene) と呼ぶのが一般化してきているが、しかし、ここで注意しなければならないことは、日本の研究者の一部と第四紀学界の主流をなす欧米の研究者との間では、更新世と完新世との時代的境界について、必ずしも意見が一致していないことである。

1969年にパリで開かれた第8回国際第四紀研究連合会議 (INQUA) の完新世小委員会において、更新世と完新世との境界については、晩氷期の北部ヨーロッパにおける最後の低温期である新ドリラス期 (Younger Dryas) の上限をもって更新世の終り、完新世の始まりにしようとする原則から、「10,000年前と一応限定し、地方的な偏差は認める」という案が、ひとまず採択されている。しかし、10,000年前ごろの海面は、日本の各地の沖積層のなかに含まれる海面指示試料 (たとえば過去の海岸付近の堆積物である塩水性湿地の腐植層や潮間帯の貝化石) の ^{14}C 年代値などからみて、現在の海面より40~50mほど低位にあったと推測されている。これは、日本を含む世界の沖積層の下底面の深度を考える場合には、かなり浅すぎる数値であるといわざるをえないのである。

この2つの地質年代区分の是非を論ずる前に、地質学における年代区分は、「層序区分を基礎としてたてられ、ある地層の形成された期間として示される」(『地学事典』, 平凡社, 1970) という基本的な言葉に立ち戻らなければならない。そのためには、地層の一単位としての沖積層の形成期間こそが沖積世あるいは完新世であることを考え、まず、沖積層とはどのような地層であるかをはっきりさせておくことが必要になる。しかし説明の順序として、ここに沖積層の形成に関するおもな条件を結論的にあげると、臨海沖積平野においては、①沖積層の形成は、それが始まってから現在にいたるまでに100~140mに及ぶ世界的な海面の上昇と密接に関係していること、②この海面の上昇は、その上昇量が最終氷期の最盛期における推定氷河量から計算された海面低下量の正負逆の数にはほぼ等しいことからみて、氷河性海面変動 (glacial eustasy) による可能性が強いこと、の2点がとくに注意される。

氷河性海面変動を前提とする限り、最近の地質時代において、侵食基準面 (base level of erosion) としての海面が、最も大きくかつ全地球的に低下したのは、最終氷期の最盛時であったはずであり、そしてその最盛時の直後から始まる海面の上昇にともなって、臨海部にいわゆる沖積層の堆積が始まったものと考えられる。したがって、最終氷期の最盛時には、最近の地質時代において、最も顕著な不整合面が一低位海面に対応した河谷として一全世界の海岸部に共通して形成されたわけである。臨海沖積平野における沖積層は、このような全地球的な不整合面を下底面として発達した、主として水成の堆積層である。その厚さは、東京下町低地の場合65m以上に及び、完新世の海面変動の範囲を大きく上回っている。

これらの点から、本書では、沖積世ということばを「最終氷期の最盛時以後における最も新しい地質時代」とし、その実年代は、多くの研究成果からみて、約18,000±3,000年前以降と考えている。なお、完新世ということばは、上述のINQUAの完新世小委員会で一応採択されたものを尊重し、ほぼ10,000年前以降の期間として扱うことにし、沖積世ということばと区別して用いることにした (表一1参照)。

表-1 沖積世と完新世との比較表

絶対年代	地質時代		氷河期	海面変動	沖積層層序	不整合面
	井関らの区分	INQUAの区分				
a 6,000	沖積世	完新世	後氷期	ほぼ安定 0 m	沖積上部砂層	小不整合面
a 10,000		更新世	ヴュルム氷期 (晩氷期)	海面上昇 -40 m	中部泥層	
a 18,000				-140 m	下部砂層	
	洪積世	更新世	最盛時	最低位海面	基底礫層	不整合面
				海面低下	洪積層以前の地層	

1-3 完新世

完新世をほぼ10,000年前以降とする考え方が、北部ヨーロッパや北アメリカ東北部の研究者に多くみられるのには、それなりの理由がある。まず氷床 (ice sheet) がヨーロッパや北アメリカの大陸から消失したのは10,000～9,000年 B.P.のころであり、それまでの上記の地方は、氷河地域に隣接する状態にあった。このため、非氷河地域における沖積層の下部にあたるような深さのところには、氷河の直接または間接的な堆積物があり、純粋に河成にもとづく沖積層の堆積をみるようになったのは、10,000年前ごろから後である場合が多いのである。

ヨーロッパの埋積谷がつくる不整合面は、日本などの非氷河地域にみる最終氷期の最盛時の低位海面に対応して形成された河谷のそれではなく、晩氷期の海面変動のなかの恐らく最後の海面低下期に形成されたものと考えられるばかりでなく、その下底付近から約9,000年 B.P.の¹⁴C年代値を示す試料がえられている。

このように最終氷期の氷河起源の岩屑が、晩氷期を通じて厚く堆積していた北部ヨーロッパでは、堆積物の点からみても晩氷期の終る約10,000年前ごろまで、氷河期は終わっていなかったのである。したがって、そうした氷河起源の堆積層を切った河谷に、氷河とは無縁の河成堆積物が堆積するようになった時期、すなわち約10,000年前を更新世と完新世との境界にしたことは、むしろ当然のこととも言える。

これらのことから、ここで「沖積世」という場合には、約18,000±3,000年前と推定される最終氷期の最盛時から現在にいたる最も新しい地質時代を指すのに対して、「完新世」とは、晩氷期の最後の低温期である新ドリラス期の終り、つまり上限にあたる約10,000年前から現在にいたる最新の地質時代という意味で使うことにする。

2. 沖積世始期の海面

日本のおもな沖積平野のように、海洋に面する臨海沖積平野の場合には、その形成の過程が晩氷期・後氷期の海面のユースタティックな変動と密接に関係する。しかしそれは、“なぜそこに平野が生まれたか”という始源的な説明にはならない。というのは、氷期の海面の低下にともなって深く掘り込まれた河谷に向かって、晩氷期・後氷期の上昇海面が侵入し、その湾内に新しく堆積した地層、すなわち沖積層によって臨海沖積平野が形成されたのであるが、しかし、“なぜ、氷期に下刻作用を行なった河川がそこを流れていたか”の説明にはならないからである。

河水は、改めて言うまでもなく、低い所へ向かって流れる。したがって、氷期に下刻作用を行なった河川も、そうした低所を選んで流路を決めていたことは間違いない。とすれば、沖積平野は、元来相対的に低い所に形成される宿命にあったわけであり、それが氷期・後氷期の海面変動の影響を受けて決定づけられたということができる。そのことは、第四紀における地盤の沈降地域図と、現在の沖積平野の分布とを比較してみれば瞭然のことである。おもな平野における第四紀を通じての地盤の最大沈降量は、関東平野 1,400 m、大阪平野 700 m、石狩平野 600 m、新潟平野 500 m に達しており、いずれも盆地構造をなしている。

しかし、ここで注意しなければならないことは、最大の沈降量を示した関東平野の場合でも、それを年平均の沈降速度でみると、第四紀を 200 万年として 0.7 mm にすぎないことである。これは 9,000 年前ごろの海面が深さ 30~40 m 内外にあったこと、言葉をかえれば、単純な年平均値でも約 4 mm 程度の割合で海面が相対的に上昇したこと（地盤が相対的に沈降）に比べれば、はるかに緩慢であった。この事実からも明らかなように、平野の出現のそもそもの原因は地殻変動による沈降にあったとしても、そこに数十 m の厚さに及ぶ沖積層が堆積して臨海沖積平野が形成されるには、地殻の変動だけでは説明できない他の原因が加わっていたことを物語っている。その“他の原因”とは、気候変化なかんずく氷河の消長にともなう氷河性海面変動（glacial eustasy）であった可能性が強いのであるが、これは沖積世における地殻変動の上昇速度と比べてみても理解される。

すなわち、日本列島で沖積世を通じて最大級の隆起速度を示したのは、房総半島の先端部にある沼段丘と、神奈川県大磯の海岸平野（中村原面）であり、沖積世に年平均 3~3.3 mm の速度で隆起したことがわかっている。しかしそれすらも、沖積世の海進時における年平均 10 mm という海面の上昇速度に比べれば、その 1/3 にすぎないのである。このような理由から、次に沖積世の氷河性海面変動について考えてみることにする。

2-1 氷河性海面変動（glacial eustasy）

地球上の水は、多い方から海水 97.6%，氷河 1.7%，陸水（湖水・河川水・地下水）0.6% および大気中の水蒸気・雲として存在するが、その総量はほとんど変わらない。海洋・地表から蒸発した水は、降水となって海洋・地表へもどり、地表に降った水も蒸発分を除けば流下して海洋へ帰るという大きな循環をくりかえしている。海面が測量の基準になるように、ほぼ一定の水準が保たれているのもそのためである。したがって、氷河期に氷河が拡大するということは、降水が氷として地上に滞留する分が増えるとともに、それだけ海洋へ帰る水の量が減ることを意味する。言い換えれば、氷河期に増大した氷河量にみあう海水の減少量に応じて海面は低下することになる。

過去の氷期に拡大し現在は消失してしまった氷床でも、その末端には氷床の運搬してきた土石が堆積し、高さ数十 m の終堆石丘をつくっているので、同時に形成された終堆石丘を次々につなげていけば、ある氷

期の氷床の拡大範囲すなわち面積をかなり正確に求めることができる。したがって、この面積に氷床の厚さを乗ずれば氷床の体積を算出できるわけであるが、過去の氷床厚の推定法は、氷床の面積と厚さとの間には相関関係があるという前提にたつて、南極大陸やグリーンランドに現存する氷床の面積と厚さとの関係に氷期の氷床の面積をあてはめ、それから当時の氷床の厚さを推定するという方法である。

南極大陸やグリーンランドにおける氷床の調査が進み、厚さについての知識がかわってくるのにしたがって、それを前提にして求めた過去の氷期の推定氷床量も変化し、いきおい海面の低下量も修正されることになる。1950年代に、フリント（1953）は、最終氷期の最盛時における世界の全氷河量を4,962万km³と計算し、当時の海面は現在より102 m低位にあったと推定した。しかし、彼は1969年の国際第四紀研究連合会議の特別講演において、第四紀のいずれかの最大氷期には海面が現在より132 mも低下したと報告し、暗に1950年の数値が過小であったことを示唆している。これは50年代以降に南極大陸の氷床の研究が進み、それまで考えられていた値より厚いことが明らかになったからである。

もっとも南極大陸の氷床の厚さについても、意見が1つに絞られているわけではない。たとえばノヴィコフに代表されるソ連の研究者は平均約2,500 mとしているのに対して、アメリカのクラリーは最小ともいえる平均約2,000 mの値を報告している。このような氷床厚の推定値の違いは、さきに述べたような理由から、氷期の海面低下量の計算に影響するわけであるが、ドンラ（1962）によれば、ノヴィコフの値を基にして求めた最終氷期の最低位海面は-133.7 mであるのに対して、クラリーの値を用いた場合には-114.5 mになるという計算結果をえている。

2-2 低位海面の地形的証拠

最終氷期の推定氷河量をもとにして当時の海面低下量を計算した例はそのほかにも数多くみられ、それらの結果はおおむね100～140 mの範囲にあつまっている。

低位海面を証拠たてる地形としておもなものは、①陸棚および陸棚上の沈水水系や堆積物、②サンゴ礁とくに環礁のラグーンの水深の類似性、③沈水三角州、④埋積河谷の谷底の深さ、などがあげられる。

1) 陸棚の地形で最も著名なのは、キューネンら（1950）が報告しているスンダ（Sunda）陸棚である。スンダ陸棚は、スマトラ、ジャワ、ボルネオ島に囲まれた海域にひろがる水深20～90 mの浅海底であり、陸棚上には沈水水系としてのスンダ川がみられ、南シナ海盆に注ぐ旧河口部の水深は-120 mになっている。

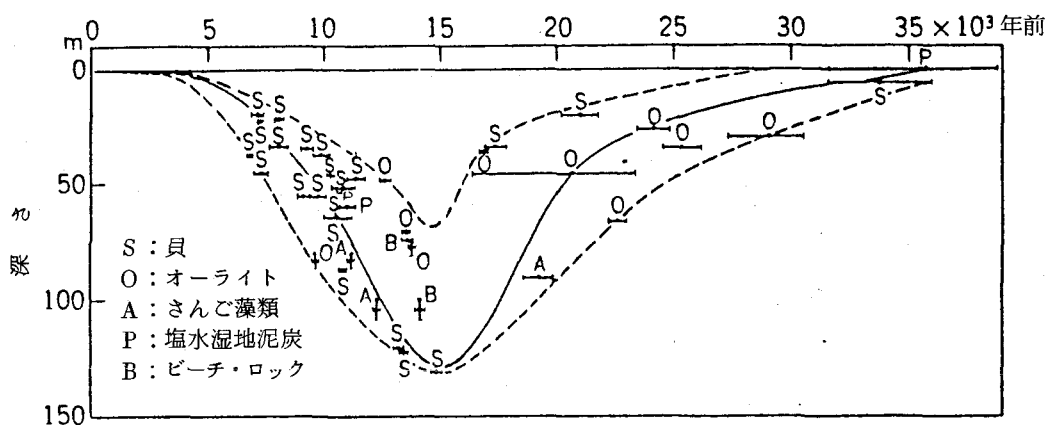
このような陸棚地形は、太平洋水域だけでなく、大西洋にも認められる。なかでも北海の海底はその典型であり、そこではエルベ川、ライン川水系も追跡されている。アメリカ合衆国の大西洋沿岸の陸棚からは、図-1に示すような旧海面の年代指示資料が数多くえられており、単に地形だけでなく、生物学的証拠からも15,000～16,000年B.P.ごろの海面が120 m内外の深さにあったことを示している。

2) 太平洋およびその付属海に分布する環礁の大規模なラグーンの水深は、-80～-90 mに最深度の共通性のあることが注意されている。これは、最終氷期の低位海面において働いた波食作用によって、当時の火山島やそれにつくサンゴ礁が波食台状に削りとられた結果であり、その後の沖積世海進による海面の上昇にともなう、その周辺部から上方へ発達したサンゴ礁が今日の大環礁を形成する一方、波食台はラグーン底となって沈水したものと解釈されている。

3) 沈水三角州として最も大規模なものは、大揚子沙堆であり、これは、揚子江の河口付近から東シナ海へ半径300 km以上も突き出た扇状の沈水三角州であり、沙堆面には三角州特有の放射状分水路のあとがみられる。

なお、最近エメリーら（1971）が行った東シナ海海底化石の調査に際して、汽水性のマガキ（*Ostrea gigas*）の化石が、大揚子沙堆の外縁の水深110～140 mから4例もえられていること、およびそれらの¹⁴C年代値が11,000±700年B.P.～15,200±800年B.P.であることからみて、最終氷期最盛時の海面は、現在より110 m以低にあったことがわかる。ことに、王靖泰・汪品先（1980）が報告している東シナ海東部の海底-155 mに沈水している旧海浜貝殻堤の年代が14,780±700年B.P.であることからみて、大揚子沙堆が最終氷期最盛時ごろの最低位海面に対応して発達した地形でないことは明らかである。

4) 世界の臨海沖積平野の基底をなす埋積谷は、最終氷期の低位海面を示す優れた地形的証拠である。内陸盆地で終わる乾燥地帯の河川を別にする、河川の縦断面はすべて海面を基準にして形成され、最終的には指数曲線状になる。そのため海面は河川の侵食基準面ともいわれ、侵食基準面としての海面が低下すれば、河床面つまり谷底も深まり、低い海面に対応した河川の断面が生まれる。しかし、氷河の衰退などによって再び海面が上昇すると、それまでの河谷は沈水し、新しい堆積物によって埋められ、いわゆる埋積谷となる。



図一1 アメリカ合衆国大西洋沿岸の陸棚における旧海面の年代指示資料とその水深

実線は過去35,000年の海面変動曲線（推定）、点線は可能性の範囲。（J. D. Milliman and K. O. Emery, Science, v. 162, p. 1121 - 1123, 1968.）

3. 沖積層下底面の地形

3-1 東京下町低地の場合

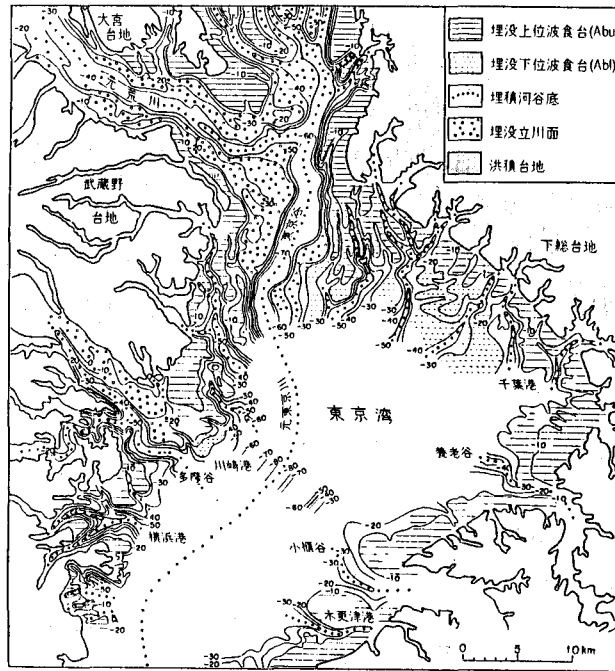
日本において沖積層の下底面の地形がはじめて明らかにされたのは、関東地震（1923）の後に復興局建築部が作成した『東京及横浜地質調査報告・附図』（1929）によってである。

この復興局図にもとづいて東京下町低地の沖積層下底面の地形を検討すると、大きくみて次の3段の地形面に区分することができる。

1) 埋没上位面：現海面下0～10mの平坦面で、上野台地の東側から日本橋・銀座を経て築地方面に至る幅2 kmほどの地帯、あるいは品川海岸部など、洪積台地や新第三系丘陵の臨海部に分布する。

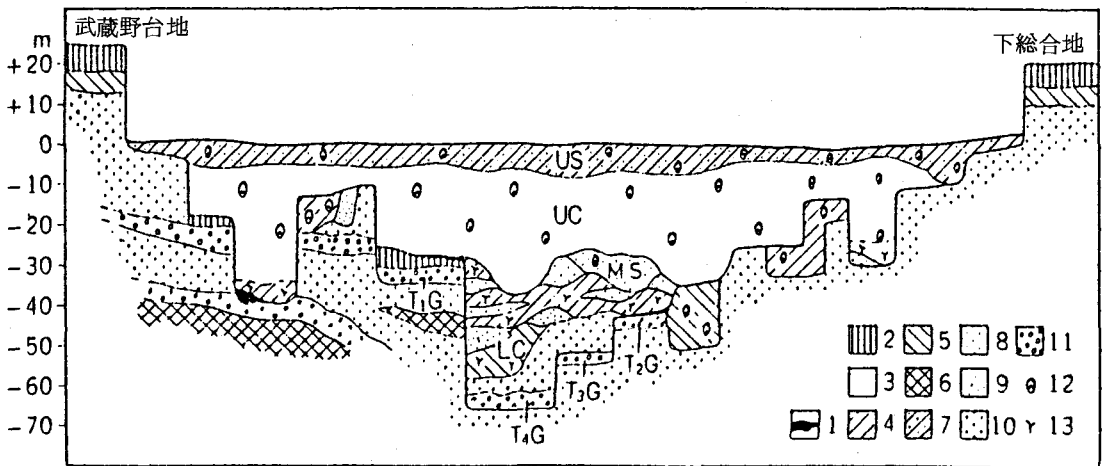
2) 埋没中位面：現海面下20～30mの平坦面で、上野～築地間の埋没上位面の東側（江東地区）に分布し、幅は3 km以上に及ぶ。

3) 埋没下位面：洲崎付近で現海面下65mにおよぶ古利根川の埋積谷底面と判断されるが、同図の範囲



図一2 東京湾北部地域の沖積層下底面地形図

(S. Kaizuka, Y. Naruse, I. Matsuda, Quaternary Research, vol. 8, No. 1, p. 38, 1977)



図一3 東京下町低地の模式的地質横断面図

1. 腐植または泥炭 2. 関東ローム 3. 軟弱粘土 4. 中硬粘土 5. 硬粘土 6. 堅硬粘土 7. 軟弱砂 8. 中密砂 9. 高密砂 10. 極高密砂 11. 砂礫 12. 貝 13. 有機物質

沖積層…US : 上部砂層, UC : 上部泥層, MS : 中部砂層, LC : 下部砂および泥層, T₄G : 基底礫層

埋没河成段丘礫層…T₁G, T₂GおよびT₃G

(I. Matsuda, Geographical Report of Tokyo Metropolitan University, No. 9, p. 29, 1975 より改変)

ではその全容を知ることはいかなる。

このような埋没地形面の区分は、その大要において今日でも承認されている。(図-2・図-3)

なお、最近の研究によって、埋没中位面に関東ローム層の堆積していることがわかった。その中の化石土壌の¹⁴C年代値が22,950±1,100年B.P.および23,200±800年B.P.であることから、埋没中位面が古利根川の谷底面であったのは2.2～2.4万年前を若干さかのぼる時期であったこと、そして、埋没下位面への侵食作用の復活の時期が2.2万年より新しいことも確実になった。

3-2 多摩川三角州平野の場合

多摩川三角州のあたりにおいても同様な状態を呈することが、深田研究所の調査(1957)によって明らかにされた。多摩川三角州の沖積層下底面の等深曲線図によれば、①埋没上位面に相当する-10m以浅面、②埋没中位面にあたる-20～-40m面、③埋没下位面をなす-50～-60m以深面の3地形面に分けられる。

このように三大別される埋没地形面のうち、最も広く分布するのは埋没立川段丘面としての埋没中位面であり、川崎駅東側の広い範囲を占めている。これに対して埋没谷底面は、古多摩川・古鶴見川の狭長な谷中谷の状態を呈していることからみて、立川段丘面の形成後における海面の最低下期の期間は比較的短かったものと推測される。

3-3 相模川沖積平野の場合

東京下町低地・多摩川三角州の沖積層の下底にみられた3段の埋没地形面は、さらに相模川の沖積低地においても確認されている。図-4は相模湾の海岸線に沿う同沖積低地の地質断面であるが、これからも明らかなように、沖積層の下底面は、①-10m以浅の波食台と考えられる平坦面、②-30m内外の埋没段丘面、③-80m以深に及ぶ古相模川の埋没谷底面とに大別される。

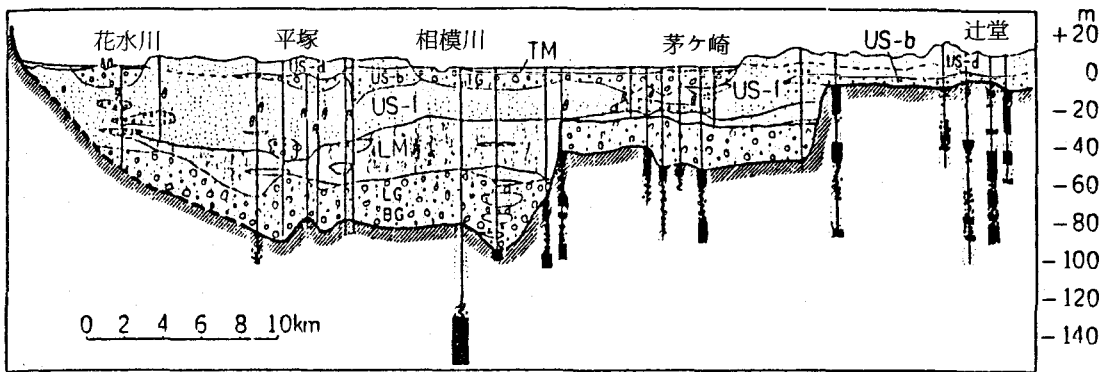


図-4 相模川河口付近における海岸方向地質断面図

(貝塚爽平・森山昭雄, 地理学評論, 42巻2号, 92頁, 1969)

3-4 濃尾平野の場合

関東地方の沖積平野でみられる沖積層下底の3段の埋没地形面は、離れた濃尾平野でも認めることができる。(図-5参照)

名古屋市市街地の地形は、都心部を南流する堀川を境にして、東半部が海拔10m以上の洪積台地(熱田台地)、西半部が低平な沖積地になっている。沖積低地部でも、同市の西部・南部では、沖積層の厚さが10m以下にとどまり、すぐに熱田台地をつくる熱田層へうつりかわっている。このような-10m以浅の平坦

面は知多半島の西岸にも2 km内外の幅をもって発達しており、関東地方でみられた埋没波食台と全く同じ性状、すなわち侵食面の状態を呈している。

濃尾平野と関東地方の諸平野との違いは、熱田台地の原面の一部が、東高西低の傾動運動によって沖積平野に埋没していることである。名古屋市街地がのる熱田台地の原面は2%程度の傾斜で緩く西方へ傾いており、それを延長すると、名古屋港西部臨海工業地帯の2区・4区のあたりでは海面下13m内外に達するが、事実その深さに熱田台地の原面が広く保存されており、同臨海工業地帯の優良な基礎地盤をなしている。このような埋没熱田台地の西端は、筏川の河口付近にある埋没段丘崖で、それより西側は古木曽川埋没谷底面になり、沖積層の下底面は40~50m以上の深さとなる。

熱田台地の西方への延長部ともいえる埋没台地の部分を除くと、少なくとも濃尾平野の木曽川左岸の地域では、関東の立川段丘面とはほぼ同時期の鳥居松段丘面の延長部にあたる埋没段丘面が広く分布し、現在の木曽川および庄内川（下流部は名鉄津島線の南側を西流していた）の付近にみられ

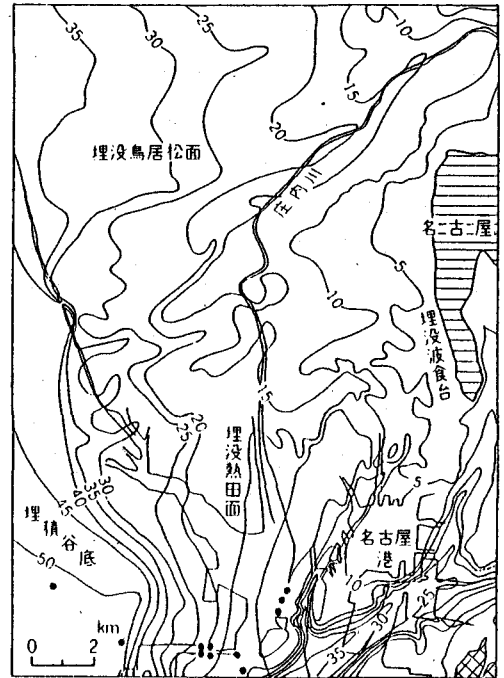
る狭長な埋没河谷の部分までつづいている。これらのことからみて、関東地方の諸平野でみる埋没中位面すなわち埋没立川段丘相当面にあたるものは、濃尾平野の場合には鳥居松段丘面の埋没部分と考えることができる。なお、鳥居松段丘面の西南端の高さは-35~-40mであり、多摩川三角州平野における埋没立川段丘面に近似している。

したがって、濃尾平野における沖積層下底の埋没地形面も、傾動運動によって傾いた熱田台地の延長埋没面を別にすれば、①名古屋の下町から知多半島の西岸にかけてひろがる-10m以浅の波食台状の埋没上位面、②鳥居松面の延長部にあたる埋没中位面、③古木曽川水系の埋没谷底にあたる埋没下底面の3地形面に大別することができ、東京下町のそれに共通していることがわかる。

4. 埋没谷底面と沖積層基底礫層

4-1 沖積層基底礫層の生成条件

最下位の埋没谷底面（埋没下位面）は、立川ローム堆積期より後の最終氷期最盛時の低位海面を侵食基準面として形成されたものと考えることができる。氷期の低位海面に対応して形成されたと考えられる埋没谷底面の上は、必ずといってよいほど沖積層基底礫層の堆積があること、また同礫層の堆積範囲が、その後の温暖化した沖積世のいずれの時期の礫層に比べても、著しく拡大していたことが明らかになるにいたって、沖積層基底礫層の形成は、海面の低下をもたらした氷期の寒冷気候との間になんらかのかかわりをもつと考えられるようになった。



図一5 名古屋港付近における沖積層下底面の地形

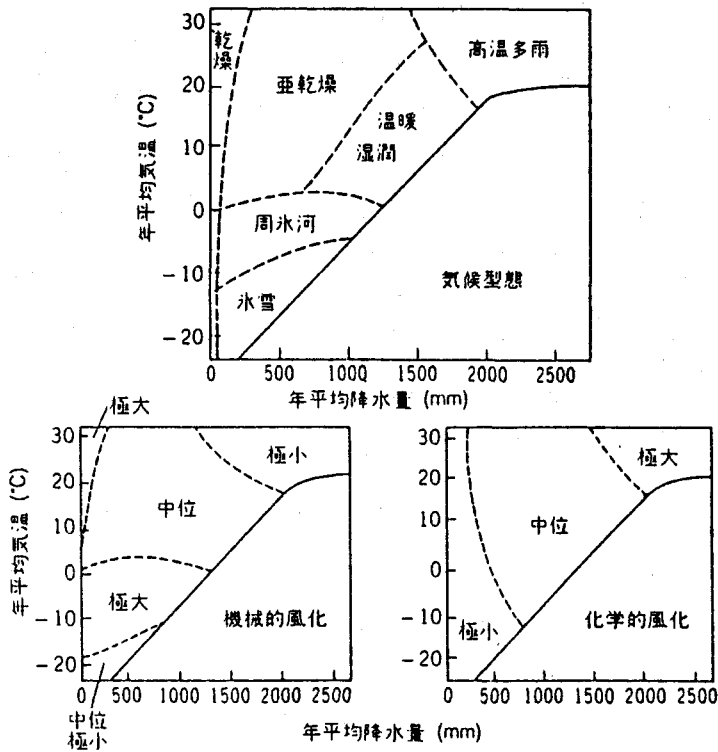
●はボーリング地点（井関弘太郎，愛知県の地質・地盤（その3），愛知県防災会議地震部会，付図，1980）

表一 2 日本各地の沖積層基底礫層面の既知最深度と埋積谷旧河口～試錐点間距離
(井関, 1975による)

地 域 名	沖積層基底礫層面の の深さ(海面基準) (m)	旧海岸線～試錐点距離(m)	
		- 100 mとした場合	- 140 mとした場合
富 山 平 野(放生津)	77	3.5	4
古 簸 川 沖 積 地	75	12	19
相 模 川 沖 積 地	72	10	12
天 竜 川 沖 積 地	68	4.5	5
那 珂 川 沖 積 地	65	20	25
川崎・木更津間(東京湾)	63	33	34
多 摩 川 沖 積 地	55	36	37
夏 井 川 沖 積 地	55	12	24
福 井 平 野	55	15	18
木 曽 川 沖 積 地	50	65	97
十 勝 川 沖 積 地	45	30	35
鳥 取 平 野	45	17	20
矢 作 川 沖 積 地	40	63	65
宇部沖(厚東川河口, SSE 約12km)	36	106	189
大 阪 平 野(大阪港)	35	137	139
広 島 平 野	32	121	214
西条平野(加茂川河口部)	27	154	237
錦 海 湾(岡山県)	27	186	187
岡 山 平 野(旭川河口部)	20	201	203
福岡平野(那珂川河口部)	16	81	194
高 梁 川 沖 積 地	14	210	293

ただ、留意しておかなければならないことは、沖積平野の地質柱状図において、沖積層の基底に示される礫層の多くは、真の沖積層基底礫層ではなく、それよりやや古い埋没中位面を形成する埋没段丘礫層だということである。多摩川三角州の場合も、沖積層の下底面として最も広い面積を占めているのは埋没立川段丘面であり、濃尾平野でも木曽川左岸(愛知県側)の地域では、沖積層下底面の大部分が埋没鳥居松段丘面からなる。したがって、地質柱状図にみられる基底の礫層は、前者は埋没立川礫層、後者は鳥居松礫層であり、真の沖積層基底礫層の分布は著しく限られることになる。しかしながら、沖積層の下底面を追跡する際に、便宜上ではあるが、埋没立川礫層や鳥居松礫層を広義の沖積層基底礫層として利用することが有効な場合がしばしばある。また、立川礫層や鳥居松礫層はその形成条件において、真の沖積層基底礫層にかなり共通するものがあるように考えられるのである。このような理由から、最終氷期最盛時の最低位海面を基準にして発達した埋積河谷底に堆積した砂礫層を、「狭義の沖積層基底礫層」と呼び、同氷期の最盛時にいたる向寒期に形成された埋没段丘礫層と最盛時の埋積河谷底の砂礫層とをあわせて、「広義の沖積層基底礫層」と称することにする。

埋没中位面さらに埋没谷底面の形成にいたる時期は、最終氷期の最盛時へ向かう寒冷化の時期(向寒期)=氷河量の増大期=海面低下の時期であり、埋没谷底面の形成期すなわち狭義の沖積層基底礫層の堆積時期は、その極大期にあたっていたと推察される。これらのことからもうかがわれるように、埋没中位面や埋没谷底面をおおう粗粒礫層の形成は、気候の寒冷化と密接に関係することが考えられ、そのメカニズム



図—6 気候型態と風化作用

周水河気候型地域において機械的風化作用が極大になることに注意されたい。反対に高温多雨気候では化学的風化が極大になる。

(L. Wilson, The Encyclopedia of Geomorphology, ed. R.W. Fairbridge, p. 722, 723, Van Nostrand Reinhold Book Co., New York, 1968)

は凍結風化作用を軸にして説明できるように思われる。

顕著な海退期と、粗粒礫層の形成期とが一致することからみて、気候条件の悪化すなわち寒冷化にともなう森林限界の低下、および岩石の機械的風化の激化を考えざるを得ない。ヴェルム氷期の雪線高度は、カール(氷圏谷)の垂直的分布の下限からみて海拔 2,700 m 内外、また森林限界が海拔 1,000 m 内外にあったとされる。

したがって、ヴェルム氷期の最盛時には、日本の山地の広い範囲にわたって、寒冷荒原状の裸岩地域が広がり、気温の低下とあいまって、凍結風化をうけやすい条件が増大したものと考えられる。オリエ(1969)は、水が 0℃ で結氷する際に生ずる約 9% の体積膨張により大きな破壊効果もたらされるため、凍結破壊は「最大でないとしても、風化における最も大きい物理的作用の 1 つ」としている。日本の山地においても、氷期の周水河気候のもとで進行した凍結破壊が岩屑生産を著しく促進したであろうことは、今日の世界の周水河地域における状況(図—6 参照)からみて推測され、日本の最終氷期における岩屑生産量の増大にふれた研究成果にも示されている。

日本工営株式会社(Overseas Technical Cooperation Agency Japan)は、バングラディシュのジャムナ(Jamuna)川における架橋計画のために、ガンジス川との合流点より上流約 120 km の間のジ

チャムナ川の沿線において、標準貫入試験をともなう4本のボーリング調査を行った。それらの成果のいずれにも、地表面下50～80 m（ただし最下流部の Aricha 地点では地表面下 97.59 m 以深）の沖積層の基底面上に、厚さ10 m内外の「礫および巨礫層」（ A_{11} ）さらに「礫および粗砂層」（ $A_{12,3}$ ）と分類される粗粒堆積層のあることが記録されている（M. Oya, 1977）。これらの粗粒堆積層より上位の沖積層が、砂やシルトなどの細粒堆積層からなっていることからみても、 $A_{11} \sim A_{12,3}$ 層が沖積層基底礫層に相当することが予想される。とくに Sirajganj 地点の試錐では、 A_{11} 層の下底から約30 m下位の洪積層中からえられた木片の ^{14}C 年代値が、27,000年 B.P.であることからみて、時期的にも A_{11} 層が沖積層基底礫層である可能性が強いといえる（井関弘太郎, 1975）。

4-2 基底礫層からみた最終氷期の最低位海面

最終氷期最盛時の低位海面については、当時の陸水量の計算から大きくみて現海面下 100 m 内外とするものと、-130～-140 m にあったとする推定値にわかれ、若干の中間値がその間にあることは前述のとおりである。このため、以下の作業を行うための前提として、最終氷期最盛時における仮定の低位海面として、-100 m と -140 m の値を用いることにした。そして、これら2つの仮定海面におけるそれぞれの海岸線は、海図から求められる両者の等深線をあてることとした。したがって埋没谷の河口位置(旧河口)は、現在の沖積平野部分で求められた埋没谷底を現海底面の最深線に沿って延長し、これと上記の等深線との交点に仮定した（図-7）。

これらの膳立てをふまえて、原則として1,000 km²以上の流域面積をもつ21河谷を対象に、-100 m および -140 m の仮定海水面のそれぞれについて「旧河口位置から沖積層基底礫層面の最深値の得られた試錐点までの距離」（D）と、「沖積層基底礫層の上面までの深さ」（H）との関係（負の相関関係）を

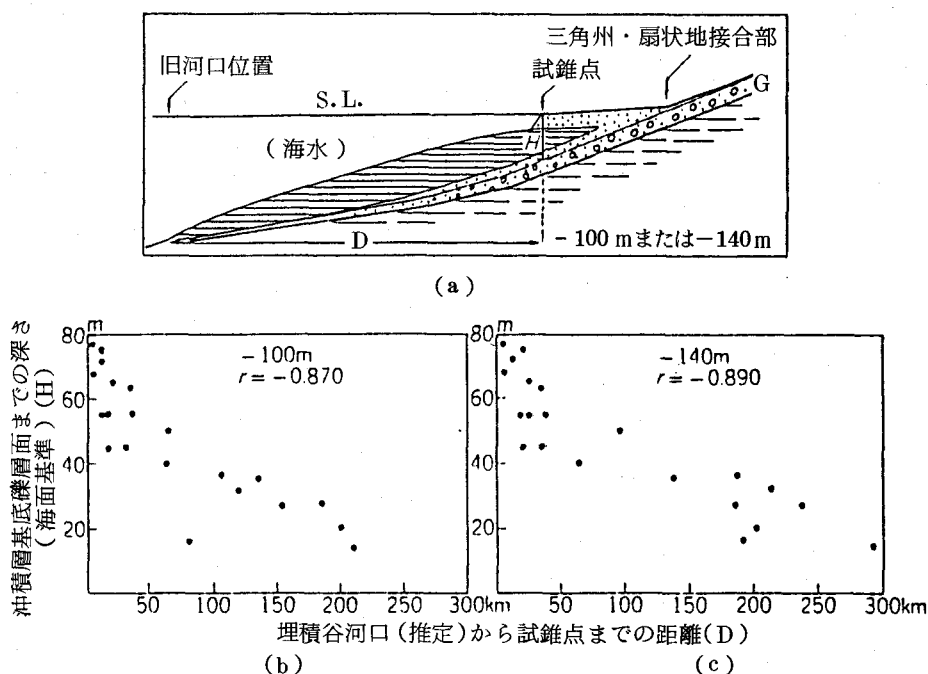


図-7 沖積層基底礫層の深さと埋没谷河口から試錐点までの距離との関係

- (a) 沖積層基底礫層面の模式断面図。仮定海水準が、(b) -100 m の場合、
(c) -140 m の場合。（井関弘太郎, 地学雑誌, 84巻, 10・15頁, 1975）

求めた結果、両者の相関係数(r)は -100 m に仮定した場合が $r = -0.870$ 、 -140 m の場合が、 $r = -0.890$ となり、いずれも高い値がえられた。これは各河谷の埋没谷底面および沖積層基底礫層がほぼ一定の低位海面を基準にして形成されたことを物語っており、とくに -140 m に最低位海面を仮定した場合の方が、一層相関係数の高まることがわかった。これは玄界灘・響灘に注ぐ北九州の埋没谷底面の深さが、 -100 m に旧海岸線を仮定するより、 -140 m に想定した方がより調和的であったことによる。

以上の作業に基づいて、最終氷期最盛時の海面を -140 m の低位に仮定すると、対馬・朝鮮海峡はほとんど陸化し、朝鮮半島と九州とは陸橋によってつながることになる。同様なことは津軽・宗谷および間宮(タートル)海峡についてもいえる。

4-3 沖積扇状地と沖積層基底礫層(広義)

沖積層基底礫層は数十 m の深さにあって、沖積層の基底をなしているとばかり考えることは大きな誤りである。そうした状態は海岸付近の沖積層の断面でみた場合のことである。埋没河谷に沿って上流側に、つまり縦断方向に同層の上面を追跡していくと、それはほとんど地表に現れるようになるばかりでなく、この礫層ないしは広義の沖積層基底礫層が、今日の沖積扇状地の主部を形成していることに気づく例が多いのである。

濃尾平野の場合、木曽川河口付近では $-50\sim-55\text{ m}$ にある沖積層基底礫層の上面は、北東方に向かって高まっていく。一宮市西部(萩原町)のあたりでは地表面下 20 m (現海面下約 15 m)、さらに同市北東部の木曽川扇状地の末端部(浅井町)では深さが 5 m (海拔約 10 m)以下となり、ごく薄い沖積砂礫層を除けば、木曽川扇状地の主部は、広義・狭義の沖積層基底礫層によって構成されていることがわかる。

木曽川扇状地(犬山扇状地)は、標高約 50 m の犬山付近を扇頂とし、標高 12.5 m 等高線あたりを扇端とする半径約 12 km の日本有数の扇状地とされているが、それは現在の見掛上の姿にすぎない。実際の規模はその数倍も大きく、鳥居松礫層および狭義の沖積層基底礫層からなる扇状地礫層は、平均 10 m ほどの厚さをもって今日の伊勢湾北部にまで広がっている(図-8)。扇状地部は礫径 20 cm 以上に及ぶ巨礫からなるが、このような膨大な扇状地礫層の形成は、岩石の凍結風化が衰微した沖積世の温暖な気候条件のもとでは考えられないことである。したがって木曽川扇状地の地形は基本的には洪積世末期の周氷河気候の産物といえるが、それは、上記の巨礫層の上面と薄い表層との間にはさまれたクロボク層から、先土器文化期

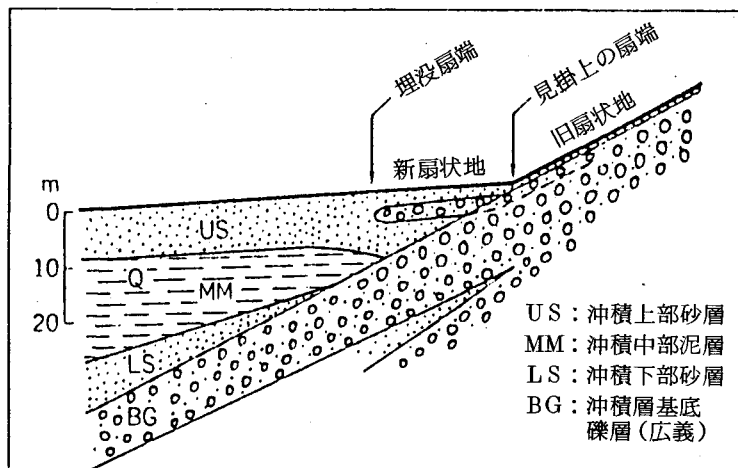
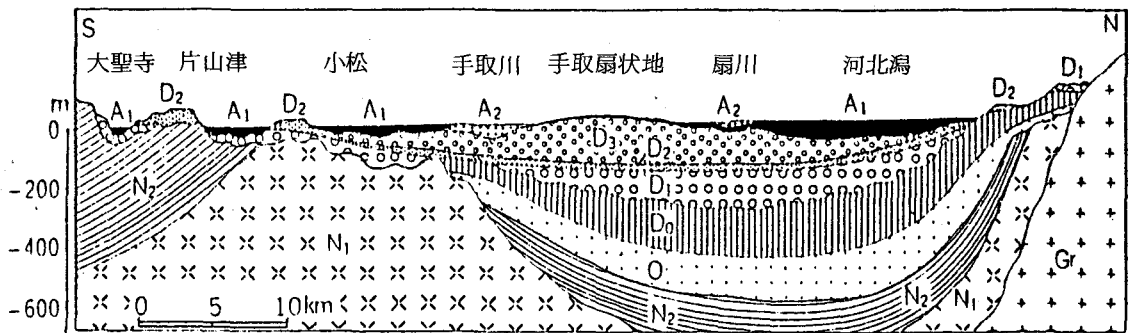


図-8 木曽川扇状地にみる沖積扇状地(接合的重合)の模式断面図

の細石器の出土していることから裏づけられる。しかし、日本の沖積扇状地が最終氷期の寒冷期に、沖積層基底礫層相当層によって形成されていることを示す例は、木曽川扇状地だけにとどまらないのである。

粕野義夫ら（1972）は、縦断方向だけでなく、加賀平野の手取川扇状地を横断する極めて興味ある地質断面（図－9）を作成している。この断面図で注目されることは、地形図に描かれている手取川の大規模な扇状地を構成する礫層（D₃）は、その側方（南北方向）へ層面を低下させながらも連続し、北部では河北潟一帯の、また南部でも小松市方面の泥質の沖積層（A₁）の直下に延び、それぞれの地区での沖積層基底礫層をなしていることである。そして、現在の手取川によって形成されつつある扇状地堆積層は、同川沿線のせまい範囲にみられる河床礫層（A₂）にすぎないことを示している。



図－9 加賀平野の南北断面想定図

海岸線に平行に、砂丘の内側を通る断面を示す（水平：垂直＝1：20）

A₁:沖積世（泥質層） A₂:沖積世（河床礫層） D₃:洪積世末期（扇状地礫層を主とする）
D₂:洪積世後期（砂層・泥層など） D₁:洪積世中期（礫・砂・泥層） D₀:洪積世前期（卯辰山層）
O:鮮新世後期（大桑層） N₂:中新世中・後期～鮮新世前期の堆積岩層 N₁:中新世前・中期の火砕岩層など Gr:先第三系（花崗岩）
（粕野義夫・三浦静・藤井昭二、地質学論集、7号、95頁、1972）

これらのことは、地形図等にもみる大規模な手取川扇状地では、洪積世末期の沖積層基底礫層が最も厚く、したがって最も高くまで堆積した個所であることを物語っている。換言すれば、同扇状地の構成礫層もまた、沖積層基底礫層が沖積平野面上に露出している所ということができる。

このように気候条件が日本の扇状地の発達に寄与した程度は少なくないようであるが、それは扇状地の分布状況からもうかがわれる。

戸谷洋ら（1971）は、その編著『扇状地』で、長さと最大幅の和が約5 km以上の規模をもち、勾配が3%以上の日本の扇状地を、地方別に整理した。その結果、現成のものおよび段丘化したものをあわせて、全国に409個の扇状地のあることがわかった。そして、75%にあたる305個が中部地方以東の東北日本に分布しており、少なくとも日本にみる限り、扇状地は東北日本に多く出現した地形であったといえる。なおここで「出現した地形であった」という過去形の言葉を用いたのは、全国の扇状地の約77%にあたる314個が開析扇状地としての過去の扇状地であるためであり、とくに北海道では84%までが開析扇状地であることが注目される。ただし、このうちの何%が最終氷期の最盛時のものであるかの区別は、今後の研究に残されている。

このように、わが国の大規模な沖積扇状地の主部は、最終氷期に形成された広義の沖積層基底礫層からなっている場合が多いようであるが、しかし完新世にその発達がなかったというのではない。後で述べる

ように、縄文時代の後半期以降に、言葉をかえれば沖積層上部砂層の形成が急速に進行するころ、上述の木曾川扇状地ばかりでなく、多摩川の扇状地でも新しい扇状地礫層の発達がみられる。これにいたる1万年余りの期間には、現在の臨海沖積平野の域内に礫の堆積がほとんど中断していた平野の多いことが注目されるのである。

5. 沖 積 層

5-1 沖積層の層序

臨海沖積平野における沖積層の堆積が、地球規模にわたる氷河性海面変動との関わりの高いことは、日本の各地の沖積層にみられる層序の著しい共通性からもうかがわれる。(表-3)。次に、形成の順序にしたがって、下部層から上部層に向かって各地に共通する沖積層の層序を述べる。

表-3 沖積層の層序区分

濃尾平野				津軽平野		東海道の沖積平野				相模川沖積低地 (臨海部)			
井関弘太郎 (1962)				武正英 (都市地盤調 査報告書 (1962)		小貫美男・ 三位秀夫ら (1963)		池田俊雄 (1964)				貝塚爽平・ 森山昭雄 (1969)	
Holocene Pleistocene	沖積世層	沖積層	沖積陸成層	最上部層 粘土層	十三湖層(沖積層)	沖積世層	沖積層	沖積層	0 ~ 5,000年B.P.	TG TM	頂部砂礫層 頂部泥層		
			沖積上部層 砂	上部層 砂礫層						US	上部砂層		
			*沖積泥層 (沖積シルト・粘土層)	上部層 粘土層						LM	下部泥層		
			沖積下部層 砂	下部層 砂礫層						LG	下部砂礫層		
			沖積層 基底礫層	(鳥居松) 段丘レキ層	(五所川原) 砂礫層	沖積世層	沖積層 基底礫層	20,000年 ±α年B.P.	BG	基底礫層			

* 井関は近年、同層を沖積中部泥層と呼称するようになった。

1) 沖積層基底礫層：洪積世末期の低位海面に対応して形成された低位段丘礫層および扇状地礫層であり、沖積層の基底をなす最後の洪積層である。BG層とも略称される。

2) 沖積下部砂層(砂泥層、単に下部砂層ともいう)：沖積層基底礫層が40m以深にある場合に同層の直上にみられる地層で、その上面は現海面下20~40m内外にある。したがってその厚さは濃尾平野の場合は10m内外であるが、沖積層基底礫層の深い東京下町低地では30mにも及んでいる。この層は、沖積層基底礫層面が晩氷期の海面上昇によって沈水する過程において、扇状地性堆積から三角州性堆積へ後退的に移行したことによって形成された地層と推定される。一般的には砂質であるが、泥質層からなる場合もしばしばあるので、下部砂泥層ともいう。堆積環境は淡水の影響が強い汽水環境である場合の多いことが、化石珪藻群集からうかがわれる。なお、この層の1つの特徴は地層がよく締まっていることで、砂層部分では標準貫入試験のN値(打撃回数)が50以上に及び、先行荷重をうけていることが考えられる。このような性状は、直上の沖積中部泥層と著しく対照的である。そのうえ、この層の上面は侵食作用をうけてお

り、沖積中部泥層との間が小さな不整合関係になっていると推測されるので、同層を1つの堆積岩体～地史的単位とみなし、濃尾平野のは「濃尾層」、東京下町低地のそれには「七号地層」の名称が与えられている。そして、同層上面の不整合面を完新統の基底とする考え方が一般化しつつある。

3) 沖積中部泥層(単に沖積泥層ともいう)：上記の沖積下部砂層の直上にのるシルト・粘土を主とする地層で、その上面は日本の多くの臨海平野において海面下7～10mにあることが共通している。標準貫入試験のN値がほぼ全層5未満と著しく軟弱なことも1つの特徴であり、間隙率や含水比が高いため地下水の過剰揚水にともなう地層の圧密収縮が大きく進行する地層として、地盤沈下の視点からも注目されている。この層の下部には泥炭や汽水生の貝化石がみられるが、中・上部は海生の貝化石が主であり、それらの ^{14}C 年代値がおおむね9,500年B.P.から6,000年B.P.にあることからみて、同層は、縄文海進ともいわれる後氷期海進によって現在の臨海沖積平野の奥部まで拡大した海湾底に、河川の運搬してきたシルト・粘土などの浮流物質が沈澱・堆積して形成した三角州の底置層であることがわかる。また完新世の海面変動に対応して形成された地層であることから、同層を含むそれより上位の地層を狭義の沖積層(完新統)とする見解が高まっている。そのようなこともあって、沖積中部泥層については、大阪平野では「梅田粘土層」、濃尾平野では「南陽層下部」、東京下町低地では「有楽町層下部」などの名称が与えられている(図-10参照)。

4) 沖積上部砂層(砂礫層、単に上部砂層ともいう)：臨海沖積平野の海岸付近で地表面下7～10m内外に下面をもつ層厚10m内外の砂層である。大井川や天竜川などの扇状地性平野では砂礫層からなっている。同層の海方への先端は現在の三角州前置斜面で終わり、同斜面の比高がその付近の上部砂層の厚さにほぼ等しいことからみても、同砂層は、河川が河床にそって搬出してきた砂などの掃流物質の堆積によって形成された三角州前置層であることがわかる。貝化石の量は沖積中部泥層よりは少ないが、それらの ^{14}C 年代値は6,000年B.P.から3,000年B.P.にかけてのものが多く、縄文海進の高頂期以降すなわち海面上昇が一段落した後期完新世にその形成が急速に進行し、今日もなお三角州の前置斜面において継続している。なお標準貫入試験のN値は10内外を示し、とくに大河川の河道付近では粗粒な砂が多くなるため30に及ぶ個所もある。直下の沖積中部泥層に比べればかなり高い値だが、先行荷重をうけている下部砂層に比較すると軟弱な状態にある。このような性状をもつ沖積上部砂層を、濃尾平野では「南陽層上部」、東京下町低地では「有楽町層上部」と呼んでいる。

5) 頂部陸成層(沖積上部泥層ともいう)：この層は、上部砂層の堆積によってできた三角州平野に延長してきた河川がそこで氾濫堆積して形成した自然堤防の構成層や、その間に残された後背湿地の湿地性堆積層などからなり、三角州の頂置層にあたる。形成の新しい砂丘の構成層もその1つに含むこともある。層厚は一般的にみて5m以下であり、また粒径は細砂の個所もあるが、シルト質のことが多い。堆積の時期は海拔5m以下の臨海沖積平野の場合、おおむね2,000年B.P.以降であり、12～13世紀以後のものも少ない。

参 考 文 献

- 1) 井関弘太郎：沖積平野，東京大学出版会，1983．

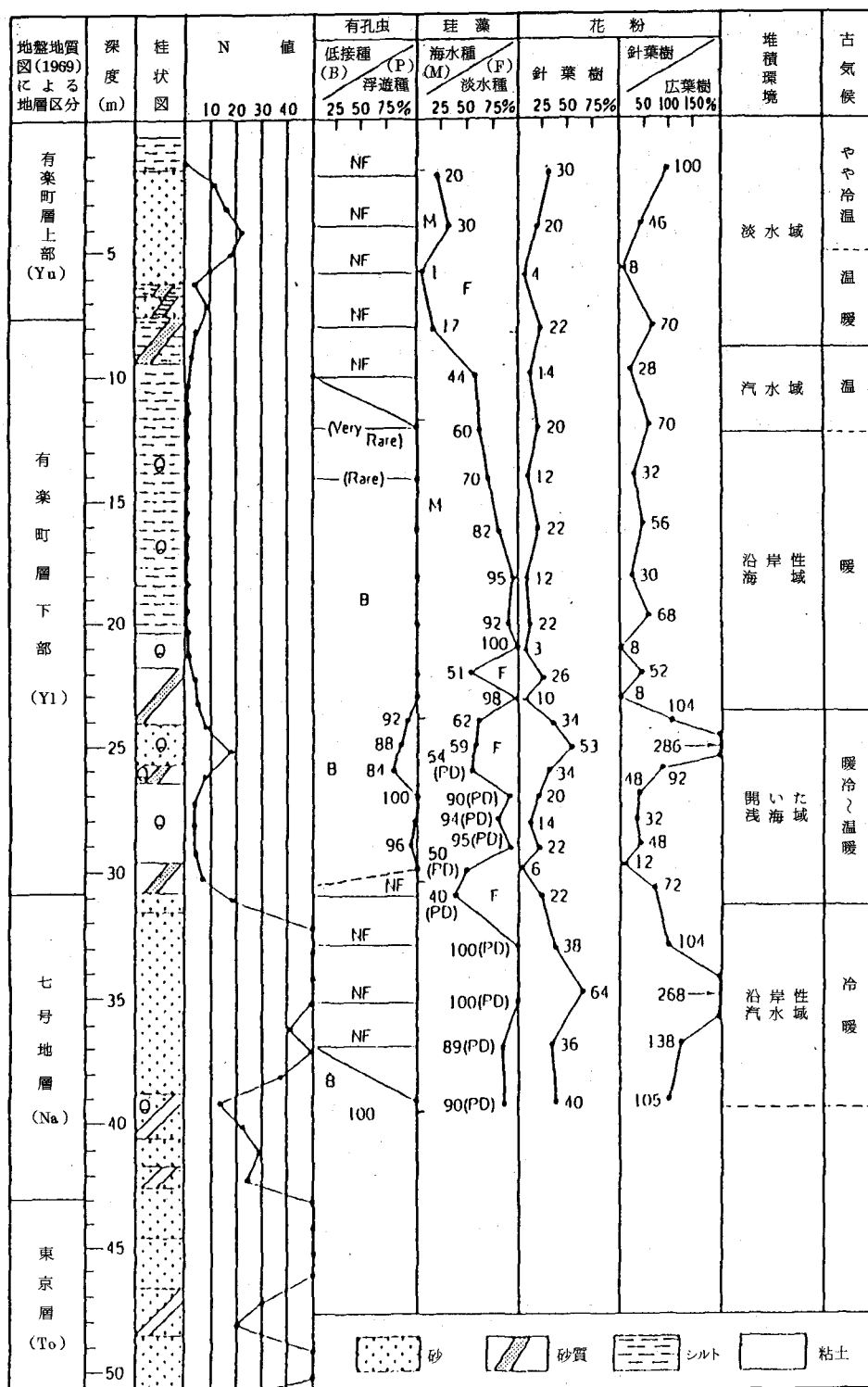


図-10 東京下町低地における沖積層柱状図の1例

(東京都土木技術研究所, 東京都総合地盤図Ⅰ, 東京都の地質(Ⅰ), 技報堂出版, 10頁, 1977より改変)

