

分を表1にまとめて示す。

筆者らは、中川・荒川低地や鬼怒川・小貝川低地の七号地相当層および有楽町相当層を、下流側から現在の扇状地帯近くまで追跡し、その性格を検討した。その結果、

①B Gを基底にもつ埋没谷は、上流側に連続する。この谷を埋積するB Gを基底礫層とする七号地層は、下流側では海成、上流側では汽水～淡水成の砂泥層を主体とする一連の海進堆積物である。

②有楽町層は、七号地層を切りこむ谷の中と埋没段丘面上に発達し、谷の基底には砂礫質の堆積物(H B Gとよぶ)が、上流側まで連続的にみられる。したがって有楽町層は、H B Gを基底礫層とし、主として海成の泥層・砂層を主部にもち、河成の砂泥層によっておおわれる1サイクルの堆積物であるとした(遠藤邦彦ほか、1981; ENDO, SEKIMOTO&TAKANO, 1982)。この両層の関係は図2に示されている。

図3は、七号地層および有楽町層をすべてとりさつてみたときの地形と、その表層地質を復元したものである。この図では、B Gについては、その基底面の海拔高度を示し、埋没段丘面については、礫層・砂層の上面の海拔高度を示してある。図によってB Gの深い谷を中川沿いにみると、越谷～草加付近では谷幅は約3 kmと広いが、松戸から荒川の埋没谷が合流する亀有を経て小松川付近までは、谷幅が約1～2 kmに狭まる。小松川からは南南西方向に低地を横切り、砂町から辰巳にかけて谷幅を3 km以上に広げ、さらに東京湾底を多摩川河口沖へ向う。B Gの谷幅が狭められる傾向は、現荒川に沿う埋没谷にも認められる。ここでは赤羽～松戸、上野～市川を結ぶ区間で狭い。逆にこの区間では埋没段丘が広く残されている。

東京低地から東京湾北部にかけてみられる埋没面は、標高や分布以外に、関東ローム層を表面にのせているか否か、ローム層を除いて表層を構成するものが礫か砂かなどによって類別される。これらを次のように整理する。

①関東ローム層がみられず、表層は主として砂層からなり、－5～－10mに分布するもの。＝多くは縄文海進時の波食面と思われる。

②関東ローム層によりおおわれる砂層からなり、－10m付近に位置するもの。＝東京低地西部や市川付近については武蔵野面に相当する可能性がある。

③関東ローム層を上のにせる砂層からなり、－20～－30m付近にあり荒川の東側に広く分布するもの。千葉港付近でも同様の深度に立川ローム層を上のにせる貝化石を含む海成砂層が認められる。＝立川期の成面の可能性が高い。

④関東ローム層を上のにせる礫層からなり、－20～－30m付近に広く分布するもの。2段に分れることもある(図3では主に－20m～－30mの色の礫の部分)。＝立川I面に相当する可能性が高い。

⑤関東ローム層を上のにせる礫層からなり、－30～－40mに広く分布するもの。2～3段に分かれる(図3では主として、下流では－30m～－40mの色の礫の部分、上流側では－20m～－30mの色の一部)。東京低地において標高－35mあるいは－38mの関東ローム層におおわれる泥炭層の¹⁴C年代は、22,950±1,100年BP(Gak-1933), 23,200±800年BP(Gak-1935)と測定されている(SHIBASAKI AOKI & KUWANO 1971)。＝立川II面に相当する可能性が高い。

⑥このほか下流側に、関東ローム層をのせるかどうか不明な礫層の面が－50～－60mに発達する。

従来、立川段丘面は、多摩川において、I面、II面、III面(青柳面)に細分されている(KAIZUKA, NARUSE&MATSUDA, 1977)。これらと埋没段丘面とを直接正確に対比することは大変むずかしい。例えば、埋没段丘の場合、関東ローム層が礫層の上にあっても、単にシルト層と記載されることが多く、ボーリングコアで確認しなければならない。しかし、ボーリングコアによる観察、分析は一般に、立川I・II面をそれぞれおおう立川ローム層を区別するという精度では、露頭での調査と比較して条件が悪い。そのため、

④ボーリングコアで立川ローム層の有無を確認する——一般的に鉱物組成上の特徴により判定できる。また、立川期の約2.1万年前にはほぼ日本列島全域にわたり降下した、特徴的なバブル・ウォール型の火山ガラスからなる始良火山灰(AT火山灰)を発見できることがある。また関東地方では、立川ローム層最上部にU Gとよばれる火山ガラスの濃集部がみられ、南関東のTNP-III層準に相当するとされている(遠藤邦彦・鈴木正章, 1981)。さらに北関東においては、立川ローム層の最下部に鹿沼軽石層(KP)が認められ、よい示標となる。

⑤できるだけ多くの横断面図を作成して、埋没段丘面をよみとり、これに基き縦断面図を作成し、上流側の露頭で層序を決定できるところまで対比を進める。

⑥地層中より貝、材、泥炭などを見出し、¹⁴C年代測定を行う。

以上の3つの方法を組みあわせるのが有効である。先に述べた東京低地の④および⑤の埋没段丘面からはAT火山灰が発見され、立川ローム層におおわれることが確認された。これらを荒川に沿って上流側へ川越付近まで、芝川に沿って大宮付近まで追跡すると、立川I・II面は露頭において確認でき、－30m面が立川I面に、－40m面が立川II面に対比される可能性が高いことが明らかとなった。これら以外の埋没面の性格や年代については検討すべき点が多く残されている。

以上のように《沖積層》が埋積している埋没谷は、下末吉段丘(約13万～8万年前)や武蔵野段丘(約6万～4.5万年前)が、立川段丘の時代に、主として河川的作用によって侵食され、谷を深く掘りこむ下刻作用と谷を幅広く拡げる側刻作用とが繰り返され、最終的にはB Gの時代に埋没谷の一部に深く下刻作用が進んで、図4に示す埋没谷の原形が形成されたものである。この過程は、第1には海水準の低下に基くものであるが、それ以外にも河川作用の活発化、後背地域における岩層の生産・供給の増大、火山活動や造構運動の活発化などと複雑に関連しあっている。このような埋没谷が形成されていく侵食の過程を次節に、谷を埋積する過程を第4節に詳しく述べることにする。

図3—東京低地周辺の「沖積層」基底の地形

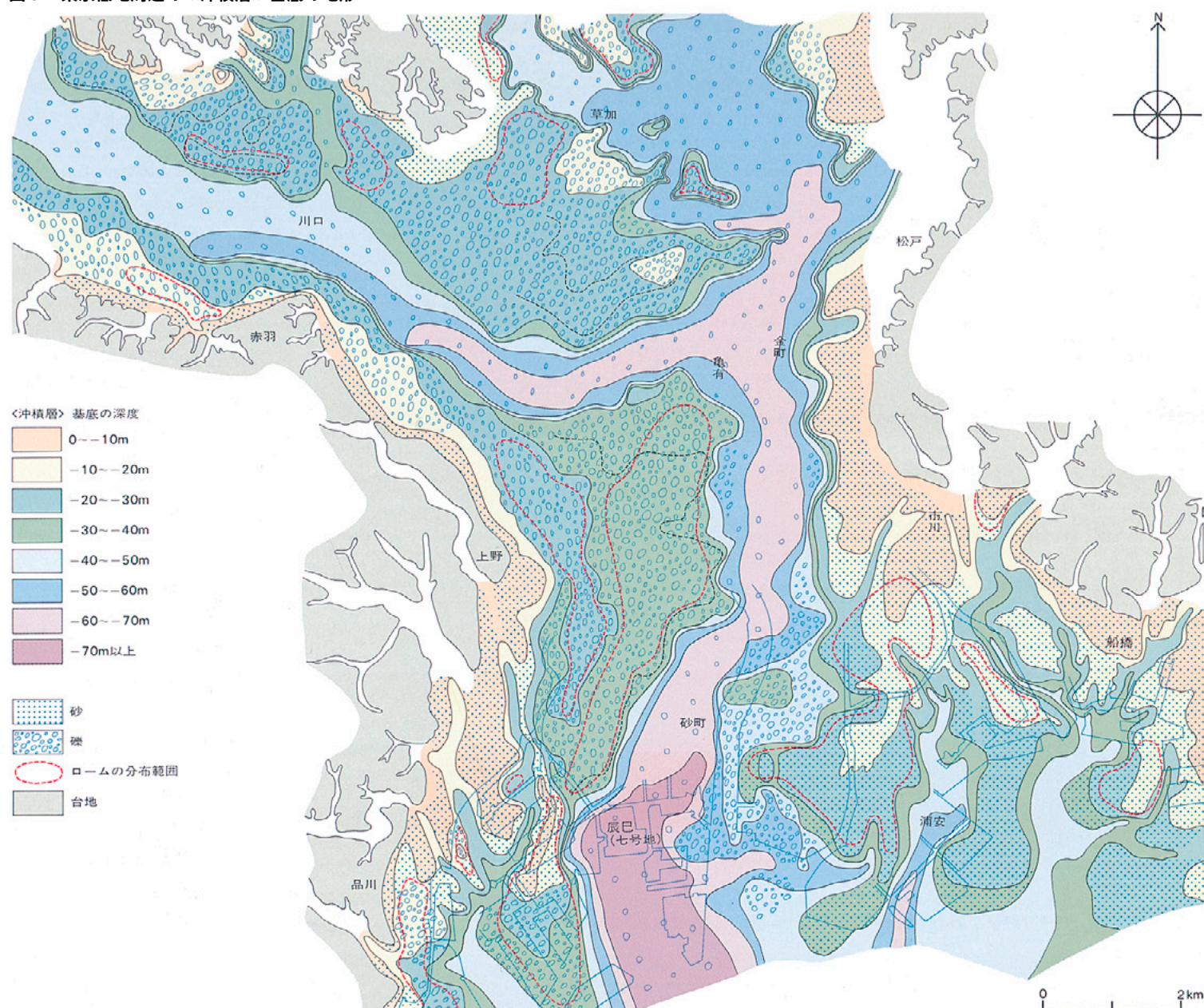


表1—関東平野における「沖積層」層序区分の変遷

千葉臨海地域		東京低地					古奥東京湾地域	
三木ほか(1969)		復興局(1929)	青木・柴崎(1966)	東京都土木技研(1969)	KAIZUKA et al.(1977)		筆者ら(1981, 1982)	
上部	砂	上部層	(1)泥炭層 (2)粘土・砂礫層 (3)粘土質砂層	I	a 砂質層	上部層(Yu)	有楽町層	上部層
	シルト	中部層	(4)粘土層		b 粘土層	下部層(Yi)		下部層 HBG(基底礫層)
下部	砂層	下部層	(5)砂礫層	II	砂・粘土互層	砂・粘土互層	七号地層	砂泥層
	シルト層				砂質粘土	砂質粘土		BG(基底礫層)
						UA US UC M MS L LS B BG		5,000・ 10,000・ 20,000・

③埋没谷の形成過程—古鬼怒湾を中心に—

前節図3に示されるように、《沖積層》の基底把は、BGや埋没段丘礫層が広く分布する。これらは、立川期段丘群が後の海進により埋没したものと考えられている。さらに、沿岸部では、立川期の海岸段丘も埋没段丘として存在している可能性が高い。最終氷期末期以来の海進によって溺れ谷と化した谷の最深部にはBGが存在するが、その巾は比較的狭いもので、その大部分は立川期のBG以前の段丘が占め、BGに至る立川期を通して、谷の形成が徐々に進行し、下刻・側刻を繰り返しながら谷を拡大していった過程をよみとることができる。この埋没谷（溺れ谷）の形成過程を古鬼怒湾を例として見てみよう（図4・5・6）。

図4の桜川—霞ヶ浦のS-6（霞ヶ浦湖底）横断面を見ると、-40~-50m、-15~-25m、-5~-15mの3つのレベルの礫・砂礫層を識別することができる。-40~-50mに存在する砂礫層は、巾の狭い深い谷の底に位置し、更に下流側の霞ヶ浦の南端部、牛堀付近では砂層とな

り、-50~-60mの深さになる。この砂礫層は七号地層相当層（下大島層）の基底礫層、BGに相当する。このBGを上流側へ追うと、土浦付近（S-4）で-20~-25m、常磐自動車道付近（S-2）で-10~-15mと高度を高めていく。一方、S-6横断面において、-5mと-15mに埋没段丘面をなす2つの礫層も、同様に上流側に追跡される。-5mの礫層は、S-2付近でKP（鹿沼軽石層）を含む立川ローム層におおわれる立川I面と連続し、-15mの礫層は、AT火山灰のやや下位までの立川ローム層におおわれる立川II面に連続する。さらに上流側のS-1では、以上の立川I、II礫層やBGは、ほとんど同等の高度に位置するようになる。S-1の断面の下大島付近では、大規模な農業水路工事により、これらの層序関係を詳細に確かめることができる（図7）。この地域の立川段丘面は、沖積面とわずか0.5~2mの比高をなすにすぎないが、露頭観察により、上位より小田面、矢作面、下大島面の3面に細分される。最上位にある小田面（立川I面相当）は、赤城火山より飛来したKPより上位の立川ローム層

をのせるもので、その礫層は、広く桜川低地の埋没谷全体を埋めており、協和礫層とよばれている（鈴木正章，1980）。わずかな比高をもって小田面のへりにみられるのが、AT火山灰の下位20cmより上位の立川ローム層をのせる矢作面である。矢作面を構成する礫層は土浦礫層とよばれ、28,400±680年BP（N-3953）という¹⁴C年代が求められている。

これら協和礫層と土浦礫層は、砂岩、凝灰岩、安山岩など鬼怒川系の礫からなり、桜川上流に広く分布する花崗岩の礫をほとんど含まない。これは現在の桜川の礫種構成と比較して全く異なるもので、小田面・矢作面の形成された立川I・II期（推定年代、3.5万~2.8万年前）には、古鬼怒川が桜川低地・霞ヶ浦の広い埋没谷を形成し、谷巾いっぱいに広がる河床礫層をもたらしたことを意味している。さらに上流の協和台地は、現在小貝川と桜川の分水界をなすが、この台地は、鬼怒川系の礫からなる立川I・II期の礫層からなることが明らかにされている。図4の古地理図に示されるように、かつての鬼怒川が、小貝川低地を経て協和台地を横切り桜川

図5 A—小貝川に沿う《沖積層》地質縦断面 <断面線は図4のG-H>

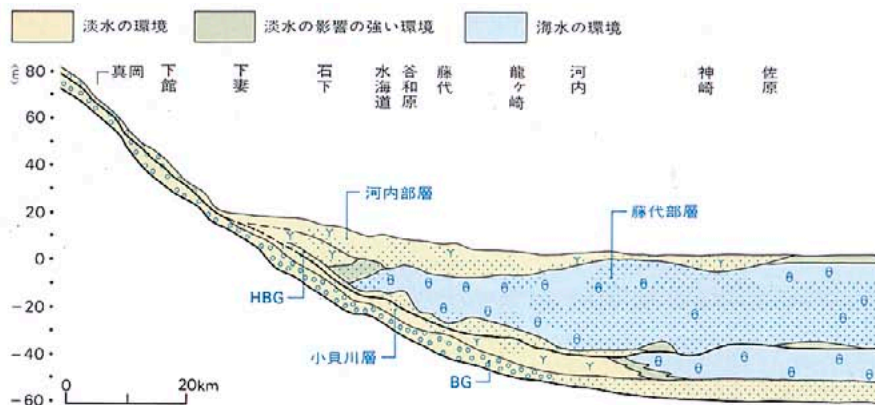


図6 A—小貝川流域の旧河床縦断投影面図 <投影位置は図5 Aと同じ>

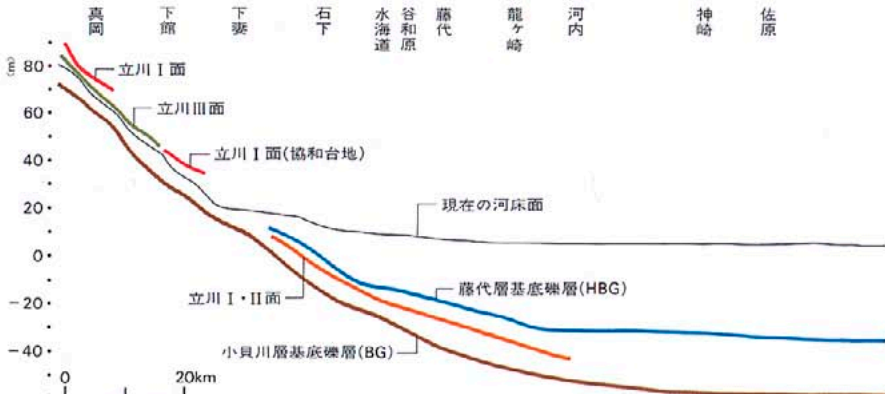


図5 B—桜川に沿う《沖積層》地質縦断面

<断面線は図4のI-J. 凡例は図5 Aと同じ>

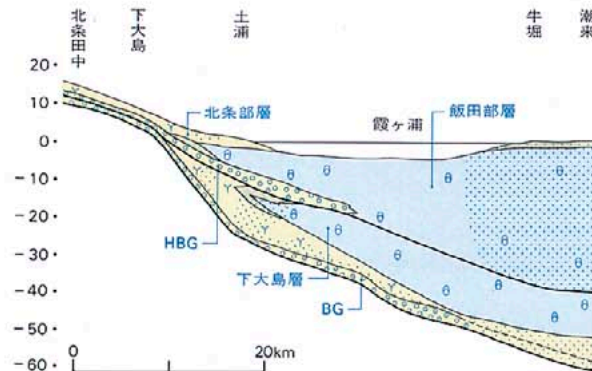


図6 B—桜川流域の旧河床縦断投影面図 <投影位置は図5 Bと同じ>

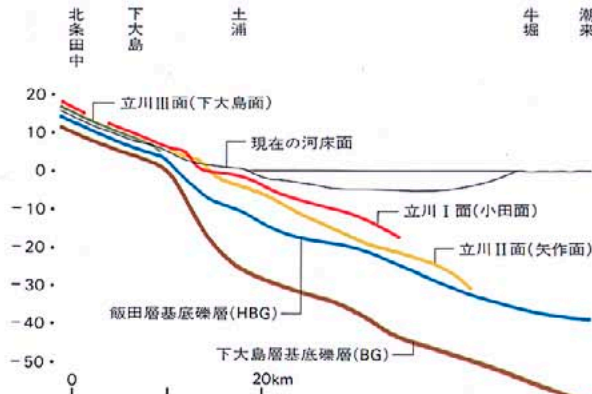


図4—古鬼怒湾地域の地質横断面図

＜古鬼怒湾地域の縄文海進最盛期の古地理＞

古鬼怒湾地域および古奥東京湾地域の古地理図の凡例

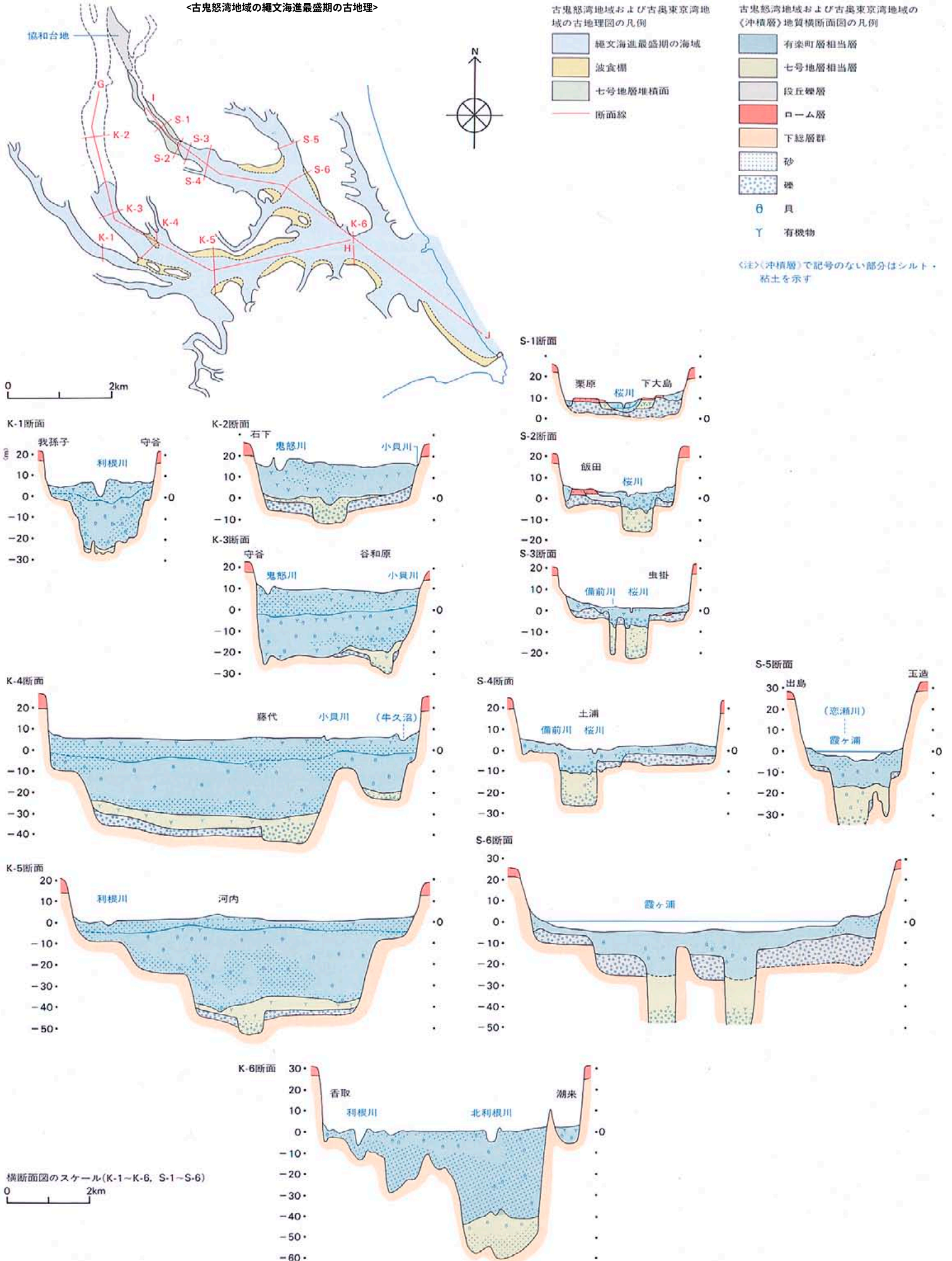
- 縄文海進最盛期の海域
- 波食槽
- 七号地層堆積面
- 断面線

古鬼怒湾地域および古奥東京湾地域の《沖積層》地質横断面図の凡例

- 有楽町層相当層
- 七号地層相当層
- 段丘礫層
- ローム層
- 下総層群
- 砂
- 礫

θ 貝
Y 有機物

＜注＞《沖積層》で記号のない部分はシルト・粘土を示す



に流入していたことは明らかである（池田宏ほか,1977;鈴木正章ほか,1981）。

一方、矢作面とは1m未満の比高をもって接する下大島面（立川Ⅲ面相当）を構成する下大島層の基底には、花崗岩質の砂礫層が位置する（図7）。これは、土浦礫層・協和礫層を数m切りこみ、砂礫層の上に整合に黒雲母質の細砂層をのせている。現地で「ヨナ」と呼ばれているこの細砂層中には含まれる泥炭層の¹⁴C年代は、22,400±450年BP（N-4107）と測定されている。このような岩種・鉱物組成上の特徴や年代・層位関係から、この砂礫層は、下流側で、深く、狭い谷を切り込んでいるBGに対比される。また、BG中には鬼怒川系の礫は全く見られなくなることから、BGの時代には、古鬼怒川は桜川の谷を離れ、協和台地は現在のよう小貝川と桜川の分水界をなす台地となったことがわかる（池田宏ほか1977；鈴木正章,1980）。

図8の下大島層の柱状図に明らかなように、BGは厚さ1～1.5mの泥炭層におおわれている。泥炭層中には計8層の白色～淡灰褐色の火山灰層がはさまれており、それらの火山ガラスや斜方輝石の屈折率の測定が新井房夫氏（群馬大）によって行なわれた。その結果から最下位のものがAT火山灰層（約2.1万年前、町田洋・新井房夫,1976）に相当し、さらに上位の火

山灰層は浅間火山のBP期やYP期のものと推定される。これらのテフラは、下大島層や立川期の段丘群を上・下流に対比し、また他の流域と比較する上で鍵となるものである。

図7には、BGを切る砂礫層が示されている。これも花崗岩質の礫や砂からなるもので、砂礫層にふくまれる流木の¹⁴C年代は9,240±210年BP（GaK-9040）と測定されている。これは、完新統の基底礫層＝HBGに相当する。この砂礫層も下流側へ追跡され、S-2付近から下流側では、縄文海進期の海成層におおわれる。

以上に述べた桜川・霞ヶ浦の各横断面で識別された、立川段丘群・BG・HBGを結んで、それぞれの時期の河床面を復元したのが、図6である。BGとHBGはその基底面が示されている。立川Ⅰ面、立川Ⅱ面と広い段丘面を形成しながら下刻が進行し、BG期には狭いが非常に深い谷が切りこまれ、埋没谷が完成したことがよみとれる。

下大島層の花粉分析

図8は下大島層の花粉分析結果で、主要樹木の花粉の消長が示されている。図にみるように、この地層が形成された時代には、花粉組成上3つの特徴的な時期があったことがわかる。

I：BG直上から泥炭質砂層の上まで。コナラ亜属が優占し、ニレーケヤキ属、ハンノキ属などをまじえる冷温帯落葉広葉樹林。

II：Iの上位からAT火山灰の直下まで。シナノキ属、マツ属（五葉タイプ）、ハンノキ属などを主とするIとIIの移行期的時期。

III：AT火山灰直下より泥炭層最上部まで（その上位の凝灰質シルトからは花粉が産出しない）。マツ属（五葉タイプ）、トウヒ属、モミ属、ツガ属、カバノキ属、ハンノキ属などからなる亜寒帯針葉樹林。

このようにBGの形成期は、最終氷期の最寒冷期に当るIIIより下位の冷温帯落葉広葉樹林（I）の時代に相当しているのである。

BGの年代について

従来BGは、最終氷期において海水準が最も低下し、最も寒冷であった時期（2～1.8万年前とされる）に形成されたと考えられてきた（KAI-ZUKA, NARUSE&MATSUDA, 1977）。しかし古鬼怒湾地域では、これと異なる資料がいくつか得られている。主なものをあげると、

- ①小見川中流部の谷和原（常磐自動車道）において、埋没谷最深部（-24m）のBGから、26,100±1,830年BP（GaK-9037）の¹⁴C年代が得られた。
- ②桜川低地の下大島では、BGに対比される礫層をおおう砂層中の泥炭より、22,400±450年BP（N-4107）の¹⁴C年代が得られた。さらにこの砂層をおおう泥炭層中にAT火山灰（約2.1万年前）がはさまれる。この泥炭からは五

表2—古鬼怒湾地域における「沖積層」層序



M 海水成の環境 F 淡水成の環境 テフラ層序(注) 1.浅間A 2.宝永スコリア 3.浅間B 4.UG 5.SK-7 6.SK-6 7.SK-5 8.SK-4 9.SK-3 10.SK-2 11.AT 12.KP A₀, A₁, A₂は阿久津(1955)による。完新世テフラは井内ほか(1982)による。〈注1〉池田ほか(1977)による。〈注2〉龍瀬(未公表)による。〈注3〉(桜川低地)辻および古川による。 ①ゴヨウマツ・ハンノキ・トウヒ ②ハンノキ・トウヒ・ゴヨウマツ ③ゴヨウマツ・トウヒ ④ゴヨウマツ・シナノキ ⑤コナラ

葉タイプのマツ属、トウヒ属などの優占する最寒冷期に対応する亜寒帯針葉樹林を示す化石花粉群集が産出する。一方、BG直上の砂層からは、コナラ属、マツ属などが優占する相対的に温暖な時期に対応する冷温帯落葉広葉樹林を示す化石花粉群集が産出する。

③桜川下流部の飯田付近では、深く切りこんだ埋没谷の基底にあるBGをおおう泥炭層から、 $18,480 \pm 610$ 年BP (GaK-9038)の ^{14}C 年代が得られ、さらに最寒冷期に対応する化石花粉群集が見出された。

以上の事実は、最終氷期の海水準最低下期、あるいは最寒冷期（ともに2～1.8万年前）は、BGをおおう泥炭層を形成した時期であることを示している。特に下流部でBG自体から年代が得られていない点に議論の余地が残る面があるが、BGは2.6～2.2万年前の、比較的温暖・多湿な環境のもとで形成された可能性が高い。一方、最寒冷期に対応する泥炭層は、BGをおおって一般的に分布する。すなわち、この時代には、中・下流部では河川的作用は極めて弱かったことが推定される。最大海退期における下刻作用の復活は、大陸棚に接する範囲に限定されていた可能性が高いといえよう。

図7—桜川中流部下大島付近の模式断面図

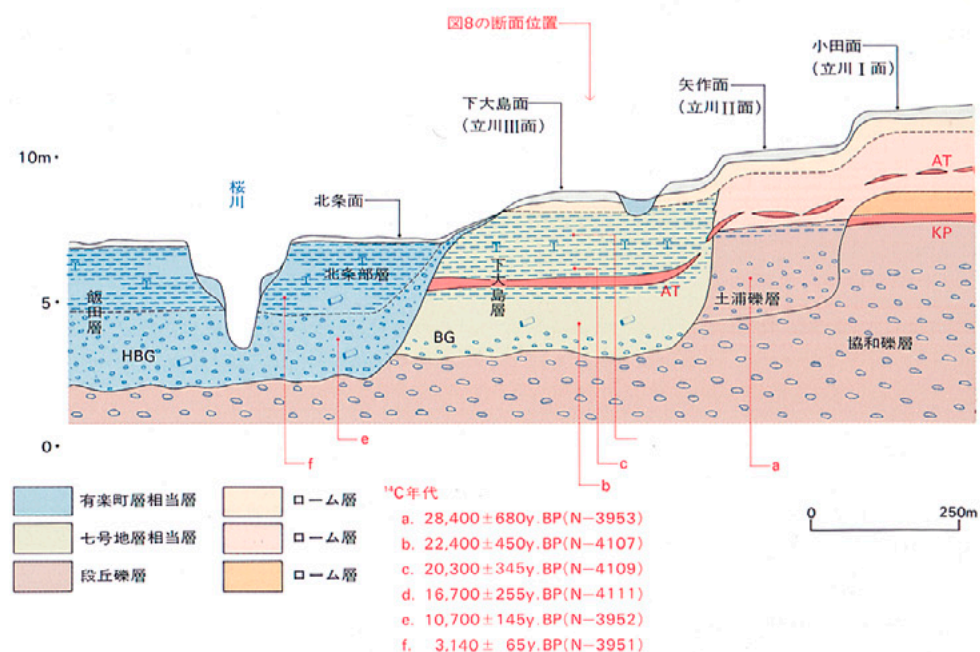


図8—下大島層における花粉分析結果

