The Japanese Geotechnical Society

最近の第四紀地質学

5. 段　　丘

羽鳥謙三*

段丘という地形は第四紀の歴史を背負って生まれた特徴ある地形である。日本列島のいたるところにこの高台をなす平たんな地形は発達して，人間生活，社会生活を支える地盤となっていることは平野にも劣らない。とはいえ，日本全国地図の中では，段丘の多くは「何々平野」の中に含みこまれてしまっていて，チュウ積平野との区別は日常的には意識されないことが多い。だが「平野」と「段丘」の成立史の違いは，両者間に形態的にも物理的にも，いわんや生活環境的にも区別さるべき差異をもたらしている。狭義の平野についてはすでに本講座の一つとしてとりあげられた。それとの関連のもとに段丘の地形，地質について述べたい。

5.1　段丘の地形

段丘（terrace）の語はもと段をなす地形一般に与えられた。庭の花壇もテラスという。だが地質学・地理学用語としては成因的に限定して定義される。後に述べるようにある水面のもとで面形成作用を受けて作られた台地地形である。ほかの原因，たとえば断層作用でできた階段地形などは〝段丘状〟地形というならかまわないが，段丘ではない。

余談にわたるが，コロラド台地や沖縄本島南部にみられるような石灰岩台地はメサ（mesa）地形である。特に沖縄の場合，平たん面高度が100～200 m，縁辺が急なガケとなって海にのぞむさまは海岸段丘そっくりである。しかしこの平面は特定の海面とは無関係に働いた風化・浸食の結果，かたい石灰岩の水平層表面が洗いだされて残った面なのである。メサは石灰岩層や溶岩層の存在がもとになってできることが多い。縁辺の断ガイは崩落によって生ずるが，崩落が進めば台地の面積もせばまり，著しく幅がせまくなって，岩塔状に残った特異な地形をビュート（butte）という。西部劇でおなじみの地形である。

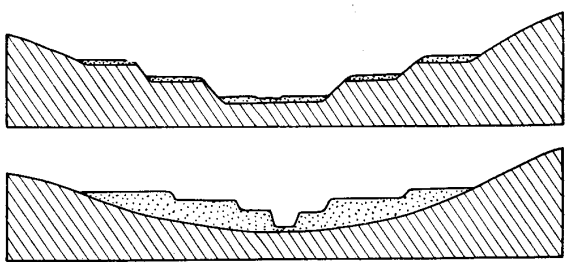
一般に段丘とは平たん面(段丘面)と急傾斜のガケ（段丘ガイ）からなる地形である。平たん面もガケも，ともに水の営力によって作られる。水の営力が河であれば河成段丘（river t.），海であれば海成段丘（marine t.）であるが，普通はそれぞれ河岸段丘，海岸段丘(この場合は coastal t.)とよび，河成段丘，海成段丘と同義語である。湖岸にもできることがあって，これは湖岸段丘，または，湖成段丘(lacustrine t.）である。どの段丘でも，しばしばひな段のように高度を異にする面が数段残されていることがある。各面は面形成作用が行なわれた当時の水面の位置を指示するものである。

5.1.1　段丘面の形式

段丘の平たん面形成は河成にしろ海成にしろ，まず基盤岩に対する浸食作用から始まることが普通であるが，最終的にはその浸食面上に多かれ少かれ，タイ積物を残すこともまた普通である。タイ積物が薄層（veneer）で，段丘面の形態が基本的には浸食によって生じているといえる場合，これを浸食段丘（erosion t.），基盤浸食面の凹凸を埋積しつくすような厚層のタイ積物でできているものをタイ積段丘（accumulation t.）という用語で分類することがある。タイ積段丘は浸食の復活に先だって浸食力が衰え，すでにタイ積が行なわれた谷に生ずるものである。普通河岸段丘は基盤が段丘ガイに現われた浸食段丘の形式が多く，タイ積段丘の様式はあまり見られない。しかし図—1下に示すタイ積段丘の形成過程は段丘形成上興味ある問題を含むので，それについては5.5で述べる。

海岸段丘の場合：平たん面は主として波食作用による波食台として作られる。これと同時に陸側には海食ガイができやすい。海岸段丘の段丘ガイは海食ガイとして生じたものである。波食の及ばぬ沖合側にはしばしばタイ積物が蓄積することがあり，その表面はタイ積台として，波食台から一連の平たん面をなすことがある。波食台もタイ積台も沖のほうに向かって多少低くなるのが普通である。特に波食台に高低がある場合というのは，その波食をもたらした海水位が海進の進行に応じて上昇していった結果生じたものであることが多い。

河岸段丘の場合：平たん面形成は河川の浸食ならびにタ



図—1　河岸段丘の断面
上：浸食段丘　下：タイ積段丘（Davls—部改変）

*理博　都立神代高校　教諭

NII-Electronic Library Service

The Japanese Geotechnical Society

イ積の作用による。下流でははんらん原としてタイ積平たん面が広く発達する。段丘ガイは浸食によって生じた河ガイである。

5.1.2　浸食基準面と下方浸食

下方浸食は浸食基準面を限界として行なわれる。段丘が何段も発達するのは下方浸食が復活したことを意味する。すなわち浸食基準面の低下である。浸食基準面とは基本的には海面であるが，内陸の河川の場合，その地域に成り立つものを想定することになる。局地的浸食基準面とは河川の下方浸食が相当期間停止している場合，その地域に成り立つものである。したがって海岸や河川下流地域における下方浸食の復活は，時相的にも浸食の及ぶ深さからいっても，海面の相対的低下に直結するものであるが，内陸河川の場合は必ずしも明りょうでない。このため，内陸の段丘の対比は困難さがます。

浸食基準面が長期安定しているときには，これに応じて平たん面が広くできやすい。海面変化の場合は，海進の頂上付近の時期のほうが，海面の上昇・下降のさい中よりも基準面の長期安定の機会となるので，段丘面が作られやすい。

5.1.3　地形面

段丘面は高位のものほど古く，低位のものは新しい。ある時期に形成された段丘面のような平たん面をよぶとき，地形面という用語が使われる。地形面は段丘だけでなく，扇状地や溶岩流の作る平たん面や準平原面にも適用される。しかし風成火山灰のタイ積表面は地形面の範ちゅうに属さない。その表面が平たんであっても，それは火山灰のつもる前の地形がすでに平らだったからであって，火山灰のタイ積作用が新しく平たん面を形成したわけではないからである。もとになっている平たん面が作られた時期がその地形面形成期である。

また，高位の古い段丘の場合，著しく開析されて本来の平面を失い，小起伏をもった丘陵地になっている例が多い。地形面という用語と概念はこの場合にも用いられる。それは起伏の頂部を連ねた面（接峯面という。もう少しばく然とした言い方で背面という語もある）から過去に存在した平たん面が想定できるような場合，その想定される平たん面を地形面とよぶのである。

5.2　段丘の地質

段丘の地質は基盤の地層・岩石と，これを切ってのる段丘タイ積物からなり，最表部は表土に移化，あるいは火山灰のような風成タイ積物におおわれることもある。段丘タイ積物とはその段丘を作った営力とも関係した段丘形成層（あるいは段丘構成層）のことである。段丘タイ積物は河成，海成に応じて内容に大差があるので，それぞれ分けて扱う。

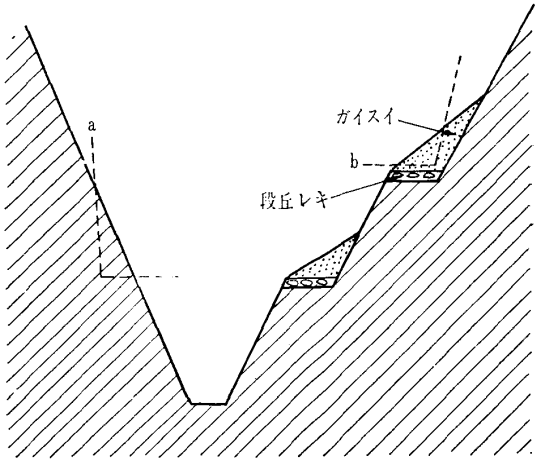
5.2.1　河成段丘タイ積物

普通レキが多く，段丘レキ層といえばまず河成である。段丘レキはその段丘の下に流れる現河川の河床レキと比べて，岩質・粒径・円磨度が類似していることが普通である。段丘レキも現河床レキの上・下流における変化に対応した地理的変化を示す。たとえば東京地方の多摩川ぞいに発達する立川段丘のレキ層は，河床レキの採堀が禁止されて以後，〝おか砂利〟として採堀されたが，下流地域では砂泥の量が多く，現河床の場合もそうであったように，か(稼)行されることは少なかった。

一方，段丘レキ層には垂直的な岩相変化も認められる。段丘レキ層の上限は多くの場合粒径を減ずる。そして砂または泥のような細粒質の量を増し，最表層の土壌化されている部分はおもにこのような細粒質の部分である。このことは段丘表面が畑などに利用されるに好都合といえる。前例のおか砂利採堀の際，表層の土壌と細粒質部合計1～2mの厚さははぎとって行なうのがつねであった。表層が細粒になっている理由はそれをタイ積させた作用がはんらん現象だからである。つまり細粒物ははんらん原土に当たる。細粒物で表層をなしているから土壌化作用を受けやすい。

段丘の表土はこのようにin situ（原位置）の状態で土壌化を受けたものが基本と見られるが，これにまじって他所から運搬されてきた風成の土壌物質もかなりある。しばしば段丘縁には縄文期の遺物・住居趾が表土中に埋存しており，古い時期のものが下位に(黒土の範囲内で)あるような場合，その黒土は風成土の性格が強いといえよう。実際はin situの土と風成土とがまじり合っているのが普通である。

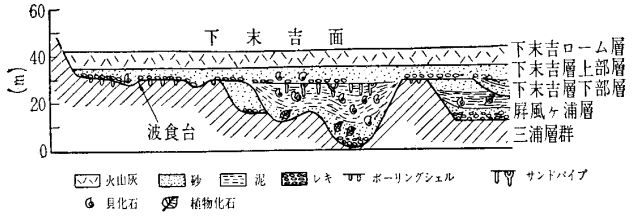
段丘タイ積物も河川上流の山間部になると当然粗粒になる。はんらん原土に相当する部分が見られる例は少なくなる。山間でははんらん原といえるほどのものはできないからである。したがって山間の小段丘面を利用した畑の土はレキと岩片が多い。亜円レキ，亜角レキのほかに完全に角ばった岩片（角レキ）が多いのは，ガイスイ（崖錐）性物質を含むことによる。実際，山間部の谷づたいに発達する段丘というと，幅はせまく，急斜する山腹の途中に棚のように引っかかっている態のものが多い。しかも段丘面は谷のほうに向かう明らかなコウ配を持っている。この段丘面



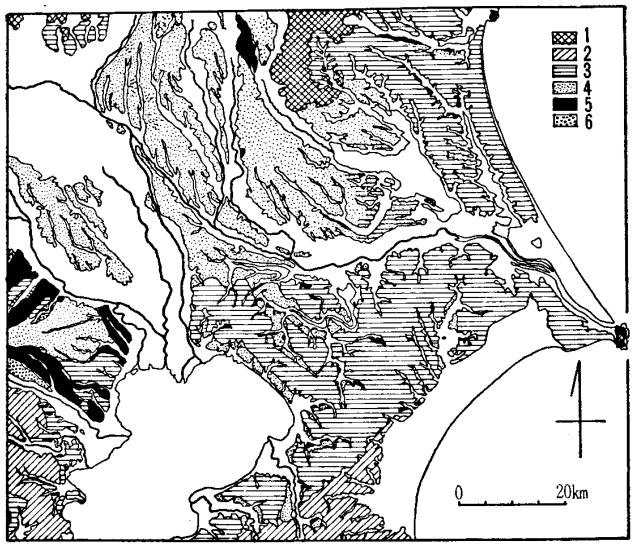
図—2　山間部の段丘
aに比べてbに道路を切ることはノリ面の崩落を招きやすい
（青木・羽鳥原図）

NII-Electronic Library Service

The Japanese Geotechnical Society



図—3　下末吉台地の地質断面（菊地　1969）



図—4　関東平野の地形面区分図（菊地・羽鳥　1969）
1. 山地；2. 丘陵；3. 下末吉図；4. 成増面；5. 武蔵野面；6. 立川面

のコウ配は，後背急斜面の山腹から供給されたガイスイ物質がかぶさっているなら一層著しいものとなる。平たんな段丘面の存在はいわば山腹途中に設けられた土留めえん（堰）堤のようなことになってガイスイを貯え，そうなったものは段丘面というよりガイスイ面と呼ぶべきかもしれないし，急斜した扇状地にも似ている。しかし一般に山腹斜面に比べればはるかに緩斜の地形であることを利用して，ここに道路が切られることがままあるが，これはノリ面崩壊の原因になりやすい（図—2）。このような山間の段丘の特性と問題点は，奥多摩観光道の開発にさいして注目した青木滋氏の指摘であるが，工事・防災もさることながら，従来注意を向けられていなかった山間部の段丘の対比・編年の上でも重要な課題といえよう。

5.2.2　海成段丘タイ積物

海岸段丘の面形成営力は主として海の浸食とタイ積である。浸食としては波食台であり，そのさい伴うタイ積物は一般に薄い。波食台といえば現在の海岸にも多く見られ，岩礁をなしている。岩質に応じて凹凸を生じた波食台にはしばしばせん孔貝による小孔が多数あけられている。海岸段丘の断面の露頭にもこの種の特徴をもつ波食台の様相を見いだすことはまれでない。後背に海食ガイを控えているような位置関係にある局面では浸食面上に巨レキをのせていることもある。これも現在の海岸でよくみることである。

タイ積台は波食台より何メートルか低い頂面をもつ（図—3）。タイ積台から生じた海岸段丘で，ときには非常に幅，面積の広いものがあり，海岸平野と呼ばれる。海岸平野にも新しいもの（臨海チュウ積平野の多くはこれにあたる）と，古いもの，たとえば洪積世の間氷期海進がおき残していったもので，高台をなしているものがある。後者の例で最大なのは関東平野の下末吉面，つまり下末吉層——成田層のタイ積面からなる広大な台地である（図—4）。その台地の東のはずれは常総台地の末端のガケとなって海に面しており，いかにも海岸段丘というにふさわしい。日本の海岸段丘の代表となるものである。

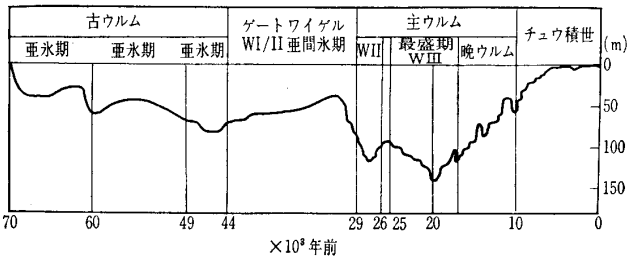
この段丘の西端は関東地方西部の多摩丘陵の裾部に達し，そこでは明りょうな波食台を作っている（図—3）。波食台の高度は30m前後，これをおおうタイ積物，つまり下末吉層の厚さはわずか1mにすぎない。しかし関東平野中央から千葉県にかけては当時の海域（古東京湾）中心にあたり，基底面高度は現海水準付近またはそれ以下にさがる。これをみたす下末吉層（成田層）の厚さは20m前後あって，タイ積表面は完全な埋積平たん面となる。この場合の地質はがいして下半が泥まじりの砂，ときに基底は泥炭質だが，それはこの凹所に海が侵入した当初に湿地的状況があったことを示す。上半は一様に砂となり，その一部は波食台の上もおおう。最上部の砂はかっ色に汚染し，細レキをまじえたり植物根の痕を残すことが多い。このような垂直的岩相変化は，

海進開始→凹所湿地のオボレ谷化と埋積→高所の波食→砂のタイ積→海退

という経過を表現している。海退とともに海成層のタイ積が終了するだけでなく，一部に軽微な浸食が行なわれる。浸食は陸化に応じて生まれた海岸平野上の延長河川によるもので，海成下末吉層表面を削った上に河成層を残すことになる（図—4）。武蔵野面の武蔵野レキ層や成増面の竜が崎砂層などとよばれるかっ色砂レキ層はこのようなものである。

5.3　海面変化と段丘

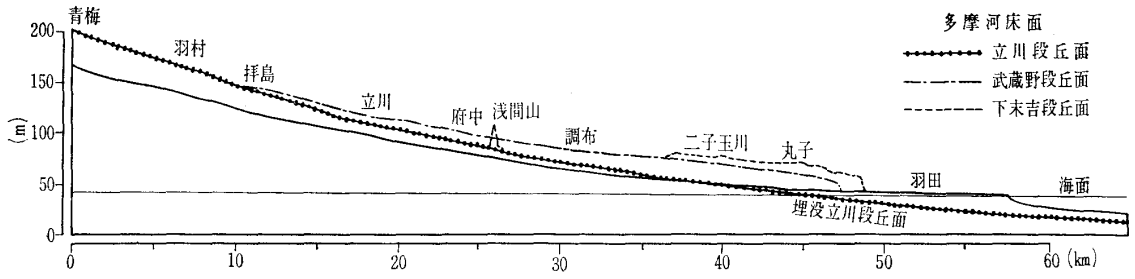
段丘形成の主因として海面変化と地盤変位はつねに考慮に上る問題である。日本は環太平洋造山帯に属する地殻変動のさかんな土地柄として，戦前の段丘形成論はもっぱら地盤変位の側面のみを注目し，海面の変化があったとしても，これを地盤変位から識別することはほとんど不可能視



図—5　ウルム氷期海面変化曲線（湊　正雄による）

NII-Electronic Library Service

The Japanese Geotechnical Society



図—6　多摩川とその河岸段丘面の縦断面図（寿円，1965　改描）

されていた。南関東を中心とするいくつかの海岸で発見されていた含貝化石海成チュウ積層，たとえば沼サンゴ層，湊貝層，下原貝層などは，東京下町の有楽町貝層と同等のものと認められていたが，戦前はこれらを raised beach deposits（隆起海岸タイ積物）とよんだことからも明らかなように，海面変化の産物とはみなされていなかった。しかし ^{14}C 年代測定法が適用された1950年ごろから，世界の海岸各所にあるこの種の段丘タイ積物の存在理由について，海面の変化であることが確証されるようになった。以来わが国ではこの海進を縄文海進，チュウ積世海進，あるいは後氷期海進と呼んでいる。この“raised deposit”が化石内容や層位的位置から，後氷期の気候好転期（climatic optimum）に相当し，氷河性の海面変化（glacial eustacy）を受けたものである見通しは ^{14}C 測定以前からないではなかったが，海面変動の確証はまず最も新しいチュウ積段丘から固められたわけである。縄文海進の年代は約6000年B．P．であり，上昇海面高度はおよそ３m程度とされる。

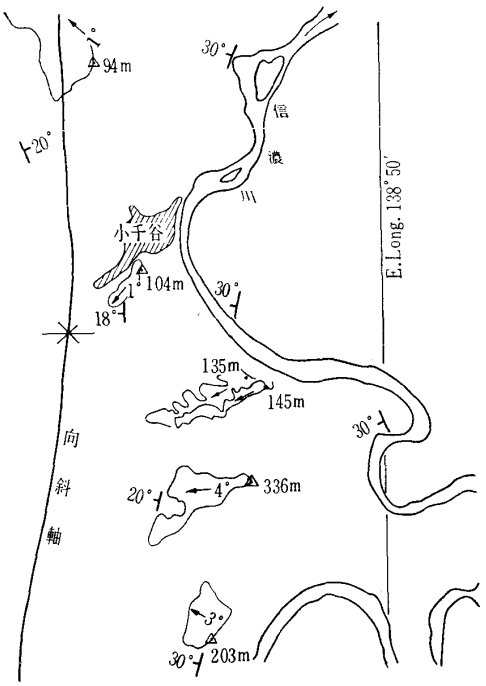
しかし古い時期の段丘についてはまだ十分海面変動論の中にくみこまれているわけではない。古い時代の段丘ほど地盤変位の影響は大きくこうむっていると予期しなければならず，したがって古い時期の海面変化の実態も不明な点が多い。

現在間氷期海進の産物として確立している古い段丘としては下末吉面の段丘である。これを作った海進が下末吉海進であり，全国的に対比されるとともに，世界的にも一つの大きな間氷期海進として対比され得るものである（対比論・時代論は後述する）。これより古い多摩面の段丘もまた，それ以前の何らかの間氷期海進に対応するものと見とおされる。しかし多摩段丘構成層とされていた屏風が浦層（海成中部洪積統）は，最近四つの独立な海成層（おそらく海進タイ積物）に識別された。これに伴って多摩面の再検討が必要になっている。

下末吉段丘は前項でその地質を述べたように，関東平野一連の広がりの地質構成をもった段丘である。そのタイ積面が陸化した時相は関東一面にわたってほぼ等しい。このことは上にのる関東ローム（下末吉ローム層）によって判明したことである。このように広い領域が海岸平野となってほぼ同時に陸化するような事態は，地盤の隆起では考えにくいことである。しかもこれと類似した30m前後の高度を示す海成面は，能登の平床貝層の台地，東海地方の佐浜泥層，その他北海道，四国と全国に例が多い。そしてこれらの段丘の地質は，下末吉段丘の地質の特徴と共通した海進相を示すと同時に，含有化石，それらの示す気候的・水温的条件も似ており，段丘面開析度も近似している。これらの段丘やタイ積物は共通の海進の産物と考えられる。この海進が下末吉海進である。

下末吉海進後の海面は下降に転じ，多少の昇降はあるにしても，その後明らかな海進産物を残すのは後氷期の縄文海進である。それまでの間は主として低海面の状態が支配的とみられる。海退期に形成された段丘も各地に存在するが，その代表的なのは南関東の立川段丘である。この段丘の年代は約３万年B．P．で，近い層位からは寒冷気候を示す化石が多数知られる（一例は江古田植物化石層）。立川段丘の形成が海面低下したウルム氷期中の一時相に属することは明らかである。

現在多摩川沿岸に発達している立川段丘の形態的特色は，



図—7　小千谷市付近のしゅう曲した段丘面分布図（杉村　1969）
斜線模様の囲った部分：小千谷市街地，白地の囲った部分：信濃川の河成段丘面のうち比較的古期のもの，その中に記入された矢印：傾き下がる方向，矢印のところの度数：コウ配，走向傾斜の記号とそのかたわらに記入された度数：魚沼層群の地層の傾きを示す。

NII-Electronic Library Service

The Japanese Geotechnical Society

下流，つまり海側に向かうコウ配の強いことである。最下流部ではしたがってチュウ積面下に覆没し，東京湾岸部では海水準下30mの深さに埋没段丘となって存在する。多摩川に沿う縦断面図でみると，立川面は現河床面や武蔵野面と斜交するような急コウ配を示している。河成面についていうならば，高海面期に形成された段丘は緩コウ配，低海面期のものは急コウ配となるべきであろう。ただしこのような図式的関係がより古い時期の段丘にも成立するかどうかはまだ十分明らかでない。

5.4　段丘と構造運動

前項では海面変化の要素をとりだして段丘形成を論じたが，その場合でも地盤変位の存在はつねにつきまとう問題であった。ここでは段丘に及ぶ変位の部分を抽出することにしたい。

5.4.1　段丘面の変位

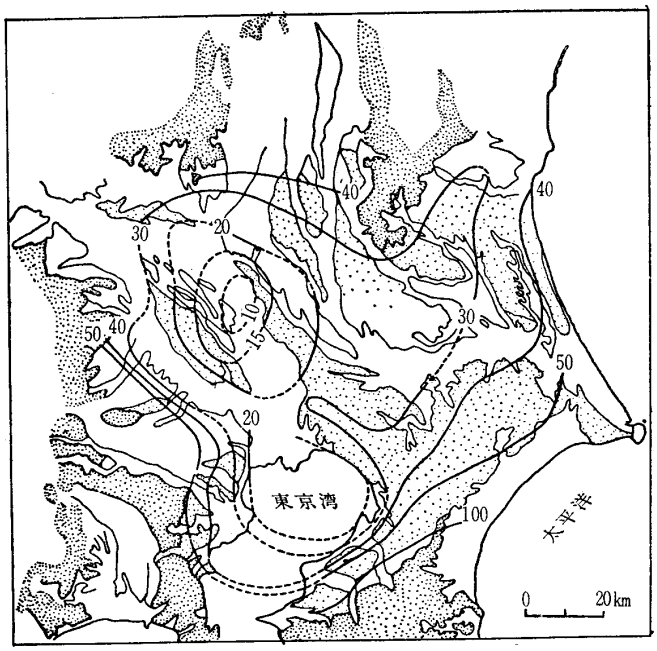
河成面は縦断面でみる場合，下流方向へ向かうコウ配をもつことは当然であるし，横断面でみる場合，現河谷側にコウ配をもつのが一般的である。この傾向が逆になっているような異常の場合に，そこに働いた地盤変位の影響を抽出することができる。

著しい例としてあげられる新潟県小千谷付近の信濃川の河岸段丘では，段丘面が河のある側とは反対の西側に向かって傾動し，段丘面の新旧に応じて1～4°の傾斜を示している（**図—7**）。この地域一帯では基盤の魚沼層群（前期洪積統）がやはり西側に20°前後傾斜して，その西側で向斜軸を設けている。魚沼層群を変形させた運動はその後の段丘形成後も継続しているのである。

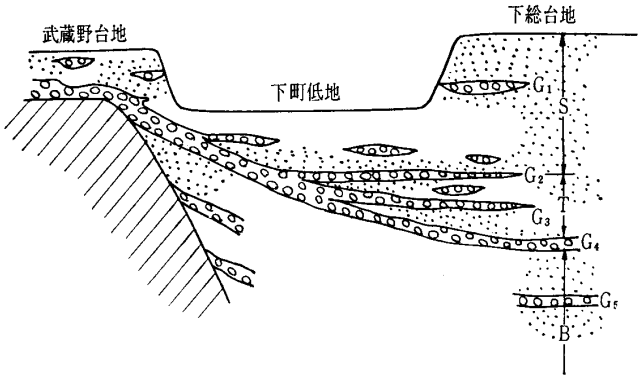
また，再三例となる南関東の下末吉面は，関東平野中央部において最も低い。その低さは面形成当時からのものではない。それは関東造盆地運動による変形である。この沈降のパターンは地下にある下部洪積統（上総層群）の構造にほぼ一致している。つまり上総層群以降の造盆地運動が下末吉期以後も継続していることを示している。

さらに一段高い多摩面は分布が関東盆地周辺部に限られている。面コウ配は関東盆地中央に向かって2～3°である。周辺に発達する多摩面の多くは陸成面であるから，本来若干のコウ配があるべきなのは当然だが，2～3°はその自然的コウ配をはるかに上まわる。明らかに下末吉面より強く造盆地運動の影響を受けている。多摩面に伴う多摩ローム層は平野中央部ではチュウ積面下200mに覆没しているのである。

運動を続ける構造盆地に段丘が作られれば，古い段丘ほど盆地中央では沈下，覆没することになる。一方，盆地縁辺の山地側は隆起傾向にあるものが多い。隆起する山地にできた段丘は，これまた残りにくい。そもそも山地内の段丘は広い平たん面をもたない。しかも隆起がはげしければその保存も開析によって困難となる。関東の西南隅にある



図—8　関東平野の下末吉面の高さの分布図（Naruse, 1966）
党模様：山地と丘陵（単位　m）
本図の下末吉面にはわずか低い成増面などが含まれているが沈降のパターンには大きな影響を与えない



図—9　武蔵野台地，下町低地，下総台地の洪積層（成田層群）の関係を示す概念的断面図

大磯丘陵は相当部分が武蔵野期の面形成に属するが，それ以後約5万年間に受けた隆起は最大実に300mに達する。このような場合，本来の平たん面は完全に消滅しさっている。つまり段丘は沈降しても隆起しても残りにくい。山地側の隆起，盆地側の沈降をシーソーに見たてれば，支点に当たる中立地帯の付近が古期段丘を保存するに最も適した地帯だといえよう。関東の多摩面丘陵の分布はまさにそのようである（**図—8**）。

5.4.2　タイ積盆中の段丘相当層

地下の段丘，つまり海面変化のために埋没した段丘ならば，立川段丘の例で触れた。本来海面上に作られた段丘が単に埋没したものなら，段丘としての地形も地質も保存していることはボーリングで確かめられる。しかしはじめからタイ積盆にタイ積した地層であると，時代はたとえ同期であっても，段丘タイ積層と対応をつけるのが困難である。

東京付近の段丘タイ積層とこれに続くタイ積盆の地層との関係について，かつて筆者ほかが得た概要はつぎのよう

NII-Electronic Library Service

The Japanese Geotechnical Society

であった。**図—9** の左端における武蔵野台地は，地形面的には武蔵野面とともに下末吉面および下末吉層が存在する。下末吉層基底のレキ層を東（図の右方）へ追跡すると地下で何枚かに分かれる。右端下総台地は一帯が成田層（下末吉層）分布域だが，図中の G_2 レキ層はその基底のレキ層と思われる。これより下に G_3，G_4 などのレキ層があって，ここではいくつかのタイ積のサイクルが存在するように見える。G_3 以下のレキ層はおそらく多摩面段丘群のどれかに対応するものであろう（多摩面は少なくとも2段に分かれ，また多摩面構成層といわれた屏風が浦層は4層に区分される）。東京東部に向かって G_3 以下のレキ層が分かれ，地層全体の層厚が増しているのは，一つには海面変化であり，もう一つにはタイ積盆の沈降運動であろう。

5.5　段丘の区分対比と編年

5.5.1　段丘面対比

異なる地域間の段丘の時代的同等性を判断する（対比）ことは，段丘の形成史を知る上に必要な手順である。もし段丘面の高度が海水準変化にのみ支配されているならば，段丘対比は高度に依拠すればよい。しかしそこに地盤変位の有無や量を証明することが困難である以上，高度に依拠した対比はきわめて不安である。日本のような地殻変動の多い土地柄からの帰結として，戦前は関東平野という一つの平野の中でさえ，段丘面の対比には確信がおきがたかった。

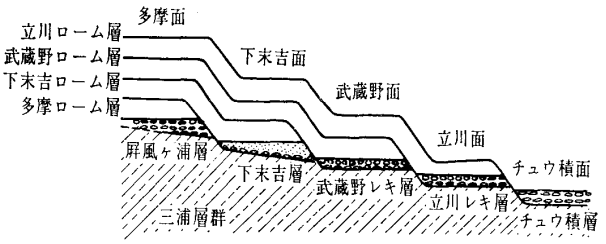
関東ロームのような火山灰層（テフラ）の存在は，その点きわめて有効な地形面対比の鍵を提供する。関東ローム層の層序区分は段丘発達とみごとに対応している(**図—10**)。高位の古い段丘ほど古いローム層を累加している，という原理がローム層区分の原理であると同時に，段丘区分の基礎，段丘対比の基礎となるのである。

これに加えてローム層中，あるいはローム層下に横たわる段丘タイ積層中から，^{14}C 年代測定資料，花粉分析資料や大型植物遺体のような気候を判定する材料，その他地史的状況，年代を示すような動物化石が得られる場合もしばしばあって，最近20年の間に段丘対比や年代論は長足に進歩した。つまり段丘の問題は地形的側面だけでは解決し得ない。地質学的資料との総合が不可欠なのである。

5.5.2　段丘区分の問題

とはいえ，段丘の地形そのものについても，じつは十分明確でないことがある。それは段丘区分の問題である。一地域の段丘配列を何段に区分するかというのは，きわめて初歩的，基礎的なことのようだが，意外に地史的総合を背景に判断し直さなければならない問題を含んでいる。地史的資料が増加し，かつ総合すれば，何段にグルーピングするか，どれが副次的～付随的なものにすぎないか，という判断の変更があり得るのである。

たとえば，ある地方の段丘が多数の段からなっていたとする。このうちあるものは発達が小規模で水平連続がせまければ，高度的に近い隣接の段丘の付属物としてグルーピングされることがある。だがそのようにひとまとめにしてよいかどうかの判断は，地形だけからは即断できないのである。



図—10　関東ローム層と段丘との関係
（関東ローム研究グループ，1965）

例を関東にとろう。広い海成面である下末吉面は海成下末吉層によって作られ，下末吉ローム層の全層準をのせている面である。これより低位の武蔵野面は主として河成，一部海成の武蔵野レキ層タイ積面で，下末吉ローム層を欠き，武蔵野ローム層をのせている。ところが最近，武蔵野面の広がりの中に，下末吉ローム層を上半部だけのせる中間的な面の存在することがわかってきた。**図—4** の中ではこれを成増面と記してある。ローム層下のタイ積層は従来の呼び方に従えば武蔵野レキ層である。しかしこれにのるローム層として少しでも下末吉ローム層が存在すればこの面を下末吉面とするかどうかという形式上の論議があるわけだが，形成史から考えると，それは下末吉海進の海が海退に転じて以降残された過渡期的な面である。そこでこれを下末吉面に付属する性格の面として扱うこともできるのである。海成の本来の下末吉面を S_1 面，こういう途中的段階がいくつかあれば，それらを S_2, S_3……として，合わせてS面グループというようにグループ区分することも考えられるであろう。しかしこの考えを延長すると，従来の武蔵野面まで “Sn” 面として，Sグループに含まれてしまうかもしれない。だが，$S_1 \rightarrow S_2 \rightarrow$ と下がって行った海面が再び上昇に転じて武蔵野面を生じたということが明らかとなれば，武蔵野面はSグループではなく，独立の区分単位とすべきである。実はこのへんのことが南関東で必ずしも決定的に明白になっていないのである。だからいまのところ武蔵野面（M面）は武蔵野ロームだけ（下末吉ロームを伴わぬ）という形式上の指標によって，従来どおり下末吉面とは別個の独立の区分単位のままになっている。場合によっては将来下末吉面群にグルーピングされることもあり得るのである。

区分の背景についてはここでこれ以上詳論できないが，もう一つこれに関連したことで区分の限度というものを指摘しておきたい。それはいま触れた S—M 中間面に関係する。中間面といっても下末吉ローム層のどの層準から上をのせるかで，実際 S_2, S_3, と幾段階かに分けられそうに

NII-Electronic Library Service

The Japanese Geotechnical Society

見える。だがこういうローム層位の僅少の差は必ずしも段丘面の高度の差になって現われない。したがって段丘ガイも認められない。段丘レキ層と共に段丘面は一連なのである。実際問題としては，たとえ面形成の時相に若干の差は考えられても，面の細分は困難なのである。

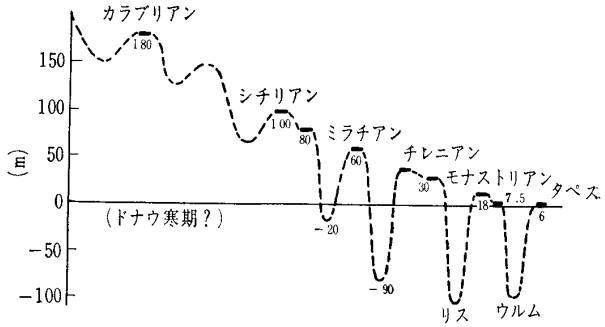
このような事例は立川段丘にもある。段丘面も段丘レキ層も完全に一連だが，場所により立川ローム層の全層序をのせていたり，上半部しかのせない，というようなことが至近距離の間に存在する（一般に立川段丘の上流のほうがのせ方が少ない。しかし横断方向の変化もある）。これは立川面各所における離水の時相に差があることを意味しており，一つの原因としては河の中州的状況のような地理的条件もあると見られる。

武蔵野レキ層にしても立川レキ層にしても，一連の段丘タイ積物の表面が時間的に必ずしも完全に等しくはない，という事情は，**図—1**におけるタイ積段丘のシェーマからも予想される。すなわち，この図における段丘の段差がきわめて小さくて，ほとんど一つづきの平面に近いような場合にあたるのである。だから面によるわずかの時相の差が火山灰の乗せ方に多少の差をもたらすことはありうる。しかしこのような小さい段差や火山灰層の差によって面区分を細分化するには限界がある。その地域一帯を含む距離にわたってその区分が普遍性をもたなければ地史的に有意の区分とはなりえない。それは地層の区分単位の場合とよく似ている。

5.5.3　段丘面編年

海岸段丘の世界的標準の代表として地中海地域における区分は有名である。海岸段丘を作る海成層はアルプスの氷河タイ積物との関連で，氷期・間氷期の対応のもとに区分編年されている。段丘面高度や海成層発達高度から推定される海面変化曲線は，**図—11**のようである。当然古いものほど確実さが低いから，この図から海面高度が昔ほど高かったと断言することはまだできない。イタリアに限らず，どこでも海岸段丘は古いものほど高位にある。それは第四紀に入ってから地球上の起伏の増大—海溝や海盆の深化—を予想させる。だがこれと同時に段丘地形というものが前節でも述べたように，地盤変位量の少ない，ないしは隆起はあっても著しくない程度の場所に保存されやすい，という事情も考慮しておく必要がある。だからこの図の曲線で，第四紀初頭の海面高度の値が図のとおりだったとは判断できない。後期のものなら新しいものほど本来の海面高度に近いと考えてよいだろう。

日本で段丘区分の標準になっている南関東の4段丘については**図—10**に示した。これらを世界的な氷期・間氷期の編年の中に対応させると，まず最低位の立川段丘は，現海水準下30mの深さに覆没し，したがって低海面期の形成であることは明らかである。タイ積物中の植物化石が示す寒



図—11　海成段丘（イタリア）による海面変化（Valentin による）

冷気候，^{14}C 年代が28,000年B.P.前後であることからいって，第4氷期（ウルム氷期）中のWⅡ亜氷期のころとみられる（**図—5**参照）。全国各地の低位段丘の多くは，一応立川期に近いものと見られるが，詳細にみるならウルム氷期中のいろいろな時相に属するようである。

間氷期海進が残した段丘としては，最も顕著なのは下末吉段丘である。下末吉海進は最終間氷期（リス—ウルム間氷期，R/W）と多くはそう考えてきた。その場合，武蔵野段丘は後下末吉期の海退の途中にできた段丘として，ウルム氷期初期ということになる。しかし下末吉面高度は全国的にみて30～40mあり，モナストリアン（R/W）海進としては高すぎるといわれてきた。むしろ一つ前のチレニアン（M/R）海進の疑いがもたれていたのである。最近の下末吉ローム層の絶対年代測定値はその下限において約13万年B.P.程度であることが知られてきた。したがって下末吉海進はこれより古い値をもつべきで，チレニアン海進に比定する見込みが一層強くなった。この観点からすると武蔵野レキ層は一部に海成部分を含み，比較的高海面期の産物であることから，これがモナストリアンつまりR/Wになりそうである。

最も高い多摩面は下末吉面よりはるかに開析され，従来屏風が浦海進と称する海進の産物とされてきた。だがこの海進を定義していた屏風が浦層は，最近中期洪積世におけるいくつかの海進性タイ積物に分解されることになった。したがって多摩面とよんでいた地形面も年代的にかなり幅を持つわけで，あらためて検討の必要がある。

段丘は地形だけ見れば簡単そうに見える事物である。繰り返すようだが，段丘は地形だけではきめかねることが多くある。地質全般の総合，特に第四紀の地史的総合の中から，この地形のもつ意味が明白にされることになる。わが国の段丘はまだまだ未解決の基礎的問題をかかえているといわなければならない。

参　考　文　献

多少新知見についても引用した個所があるが本稿では論文関係は略す。段丘一般については自然地理学関係の図書に多い。段丘の第四紀地質学的な内容のものとしては，「第四紀」（共立出版地球科学講座），「第四紀」（上）（地学双書），南関東の地形・地質については「関東ローム」（築地書館）などをあげる。

（原稿受理　1975. 9. 16）

NII-Electronic Library Service