

小糸川上流の段丘地形—君津市豊英, 清和県民の森周辺—

吉村光敏・八木令子

千葉県立中央博物館

〒260-8682 千葉市中央区青葉町 955-2

要旨 房総半島南部の上総丘陵を水源とする小糸川の上流部には、穿入曲流による狭い峡谷や、河岸段丘化した沖積平野などの特徴的な地形が見られる。君津市豊英, 清和県民の森内において、このような段丘面を構成する堆積物の観察と周辺の地形記載を行った。調査地域は、上下2段の岩石侵食段丘面、及び上位の段丘面に載る土石流扇状地からなる。このうち上位の段丘面は、小櫃川, 養老川流域で、4~5千年前頃形成された久留里III面(鹿島, 1982)に対比されると考えられる。

キーワード: 房総半島, 小糸川, 穿入曲流, 土石流扇状地, 段丘面, 段丘堆積物, 久留里面。

房総半島南部の上総丘陵を水源とする諸河川は、流域の最高が標高400mにも達しないことから、水源から河口までの比高は小さく、全体としては緩やかな流れを示す。しかしその上流部では、流域全体の隆起や侵食されやすい地質などを反映して、曲流しつつ下刻した穿入曲流による峡谷や局地的な段丘面、河岸段丘化した沖積平野など特徴的な地形が見られる。

今回、小糸川上流君津市豊英, 清和県民の森内の千葉県立中央博物館分館山の博物館(仮称)施設建設予定地において、分館建設予定地周辺の自然環境を把握し、そのデータを体験教材や展示資料として活用することとなり、予定地内の段丘面を構成する地層断面観察を行った。これらと調査地点周辺の地形調査を基に、各地形面の形成過程や形成時期について考察したので報告する。

なお今回の調査は、千葉県教育委員会生涯学習部文化課(当時)による、同地域の埋蔵文化財の所在の有無に係わる試掘調査(平成12年11月実施: 図1)を



図1. 君津市豊英清和県民の森内の埋蔵文化財試掘調査風景(平成12年11月実施, 大木淳一氏撮影)。

利用して行われた。この試掘調査の際に、地形面を構成する堆積物を詳細に観察するための位置選定や、基盤岩までの掘り下げを行い、通常の地表観察では推測するしかない段丘堆積物等の細かな情報を得ることができた。

小糸川流域の地形概観

小糸川は、房総半島南部の安房高山(標高365m)の北斜面を水源として上総丘陵を北上したのち、西進して君津市大堀で東京湾に注ぐ(図2)。流路延長約80kmで、小櫃川, 養老川に並ぶ房総半島有数の河川である。高宕山(315m), 大塚山(279m), 鹿野山(352m)など標高300m前後の上総丘陵のピークを分水界とし、流域面積はおよそ200km²である。流域の地質は、下流では下総層群, 中流では上総層群, 上流では三浦層群が分布し、下流から上流に向かって次第に古い地層が露出している(鈴木, 1996)。

上流域の君津市豊英, 清和県民の森周辺では、小糸川本流は大きく曲流しながら奥畑で木和田川と合流し、豊英湖の下流側で比高差約20mの豊英ダムに流入する。さらに下流にある三島ダムにおいて、三間川が合流する。三島ダムより下流は、大きく蛇行しながら西進し、高宕川を合流して再び北上する。小糸川本流には顕著な滝(遷急点)は認められないが、支流の木和田川上流部(図2, Loc. 1)には、落差約10mの滝(大戸場の滝: 吉村, 2001)が発達する。また三間川, 高宕沢などの上流部にも滝が連続して分布している。

このような流路に沿う小糸川の平野は、流域全体の隆起や侵食されやすい地質などのため上流部まで段丘化しており(図2)、ほぼ平坦あるいは現河床側にやや傾いた数段の段丘面が分布する。これらは、河床との比高は大きいものの、段丘堆積物の上に風成ローム層

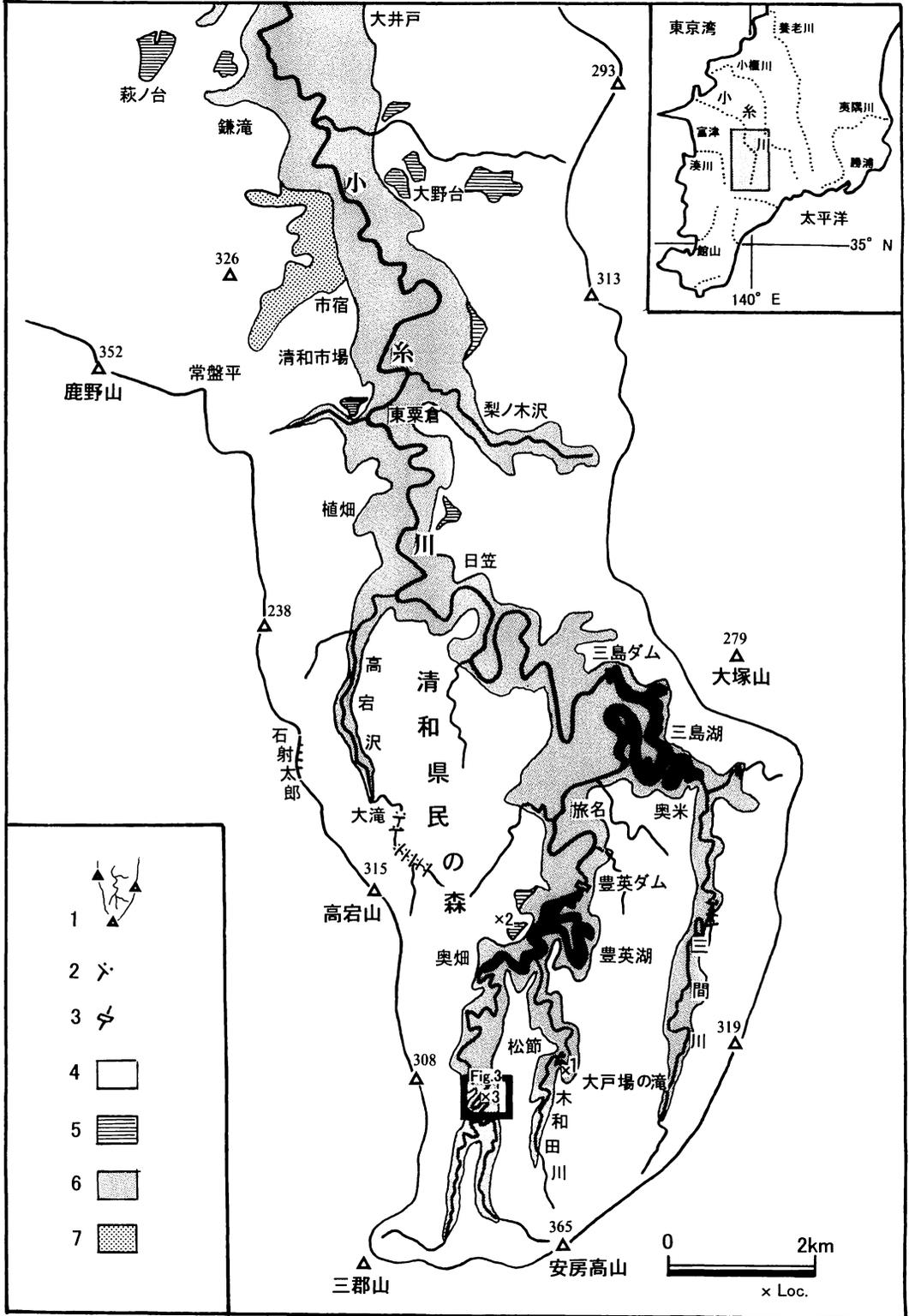


図2. 小糸川中～上流域の地形概観図.

1, 分水界と水系; 2, 滝; 3, ダム; 4, 丘陵; 5, 風成ロームが載る段丘面; 6, 段丘化した沖積平野; 7, 採石場.

を載せず、土壌の発達そのものが未熟なため、完新世以降に段丘化したものと考えられている（吉村ほか、1996）。また図2, Loc. 2 などのように、段丘堆積物の上に薄い風成ロームが載る段丘面も局地的に分布している。これらの地域的な記載はされているが（篠崎、1996; 吉村、1996; 吉村ほか 1996）、小糸川流域全体の段丘面の分布や対比、上～下流域の地形発達過程などは明らかにされていない。

試掘調査地点とその周辺の地形

地層断面観察のための試掘調査位置は、清和県民の森内の小糸川本流に沿う段丘面上である（図2, Loc. 3）。

図3は、2万分の1空中写真判読及び現地調査を基に作成した、試掘地点及びその周辺の地形分類図である。調査地点周辺は、三浦層群天津層の比較的硬い泥

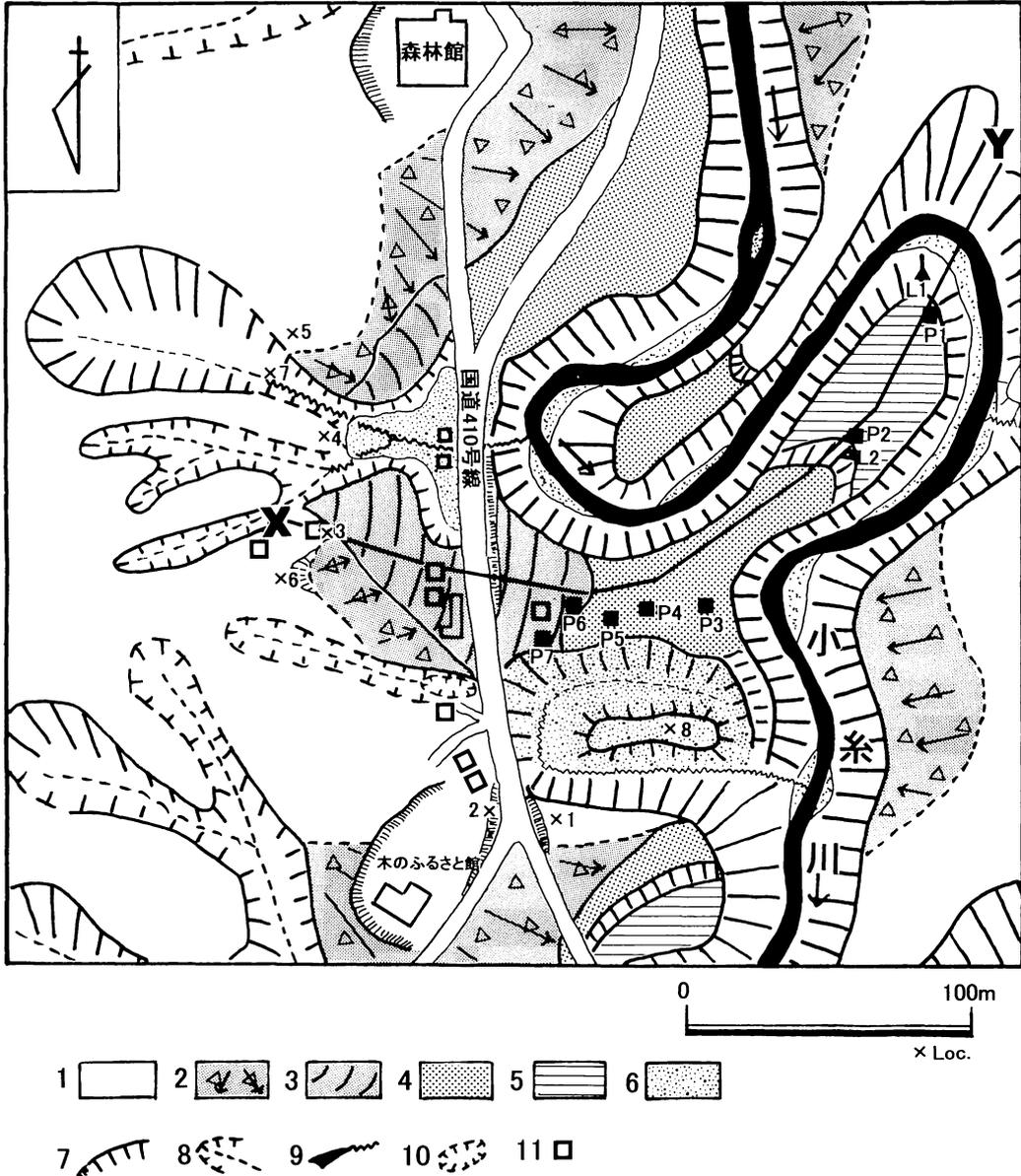


図3. 試掘調査地点及びその周辺の地形分類図。

1, 丘陵斜面; 2, 麓屑斜面; 3, 扇状地状の地形; 4, 段丘面（上位面）; 5, 段丘面（下位面）; 6, 人工改変地; 7, 河食崖, 段丘崖, 人工崖; 8, 丘陵谷斜面; 9, 現水系; 10, 池・沼; 11, 建物. P1～P7, 試掘調査地点; L1～L2, 水準測量地点.



図4. 小糸川上流の浅い平滑な岩床（大木淳一氏撮影）。

岩～シルト岩からなる、高度200～300mほどの定高性のある丘陵で（吉村ほか、1996）、図3, Loc. 1～5では岩盤が露出している。小糸川の侵食作用は活発で、このような丘陵を深く削りこんで峡谷をなし、100m以上の断崖となっている場所もある。峡谷の河床はいわゆる「平滑岩盤河床」（池田、2001）をなし、谷幅は狭く水路幅とほぼ同じである。谷底には滞り溜はほとんどなく、浅い平滑な岩床が続いている（図4）。川原の礫はほとんどが泥岩で、砂岩、凝灰岩、礫岩も見られる（鈴木、1996）。

峡谷の崖上の丘陵斜面の下部は、比較的明瞭な斜面上部との傾斜変換線（遷緩線）を境に、2～3cm大の角礫を含むローム質のシルト～粘土からなる緩斜面となっている場合がある。これらは急崖下に一般的に発達する崖錐（傾斜角30～40°）より傾斜が緩いことから、丘陵斜面の風化層が、重力や土壤崩行などによって斜面下部に運ばれた堆積物から成る麓層斜面と考えられる。表層に腐植層が認められることから、これらの緩斜面は、形成後ある程度の時間が経過し安定していると考えられるが、上部に新規の崩落崖が認められるところでは（図3, Loc. 6など）、地形面が徐々に更新されている。

小糸川に沿って発達する段丘面は大きく2段に分かれ、その間は比高数mの緩やかな崖となっている。下位の面と現河床とは露岩の急崖によって境され、その比高はおおよそ15mである。上位の段丘面上には、支流の小河川の谷口に位置する扇状地状の緩斜面が載っている。この地形の平面形は整った扇形ではなく、やや歪んでおり、曲流する小糸川によってその一部は削り取られ、現在では隣接する支流（図3, Loc. 7）が面を掘り込んで、この支流は本流とは懸谷をなして合流するが、その部分に国道の橋が架かっており、橋より上流は埋め立てられ、炭焼き小屋が建つ平地となっている。

地層断面観察のための試掘調査地点は、段丘下位面に2カ所（図3, P1～2）、上位面に3カ所（P3～5）設

定した。また上位面に載る扇状地状の地形については、その末端（P6）及び末端側面（P7）から構成層を観察した。なお調査地点の北側は、小糸川本流が穿入曲流する過程で切断され段丘化した曲流跡及び環流丘陵（図3, Loc. 8）で、曲流跡の下流部分は明瞭な谷となっていた。しかしこれらの曲流跡や環流丘陵は、1990年代初頭に埋め立てられ、現在は上位の段丘面に連続した地形となっている。

なおこの地域における基盤（段丘堆積物に対する）の高度を正確に知るため、近くの水準点の高さを基に図3, L1～2で水準測量を行った。その結果、L1では基盤の第三系（三浦層群天津層の泥岩）の頂部高度は標高157.5m, L2では165.3mとなることが明らかになった。

試掘調査地点の堆積物

1. 各試掘地点の地層断面記載

P1, 2

P1, P2が位置する地形は、穿入曲流の曲流部に発達した低位の段丘面にあたる。P1の地表面頂部高度は161.0mで、地表面から深さ1.4mに基盤の泥岩が露出することから、この地点における基盤頂部高度は159.6mである。基盤の上は大きく3つの層に分けられる（図5）。基盤の直上は、最大礫径10cmの円礫と砂混じりのローム質シルトからなる層厚70cmの成層した円礫層である。礫は基盤の泥岩などに由来する軟質礫で、その密集度（単位面積あたりの礫の占める割合）は高く、目測で約8割を占める。また基盤の地層中に散在していると考えられるチャートなどの礫も多少混在する。その上位も同じような礫層が40cm続くが、礫径が上方に行くほど小さくなり、密集度も

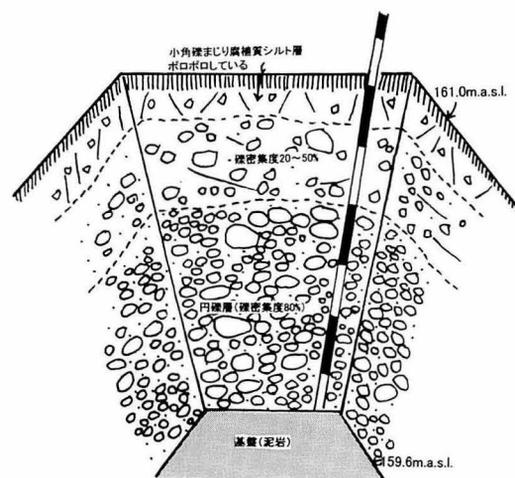


図5. P1の地層断面スケッチ。

スケールにしたボールの1メモリは20cm, a.s.l. (above sea level): 標高（図6～11も同じ）。

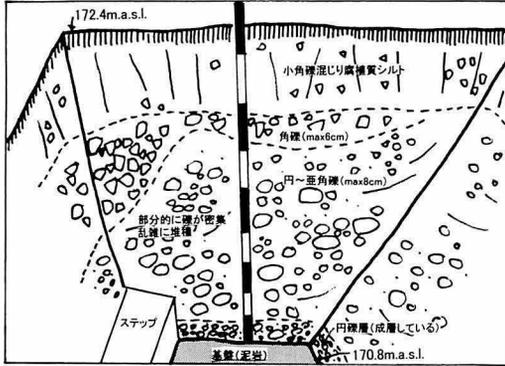


図9. P5の地層断面スケッチ.

ている部分と疎らな部分ができる。マトリックスはローム質粘土で、スコリア礫も認められる。さらにその上位は、2~5cmの礫が散在するローム質シルトとなり、それらを小角礫混じりの腐植質シルト層が被っている。

P3, 4, 5

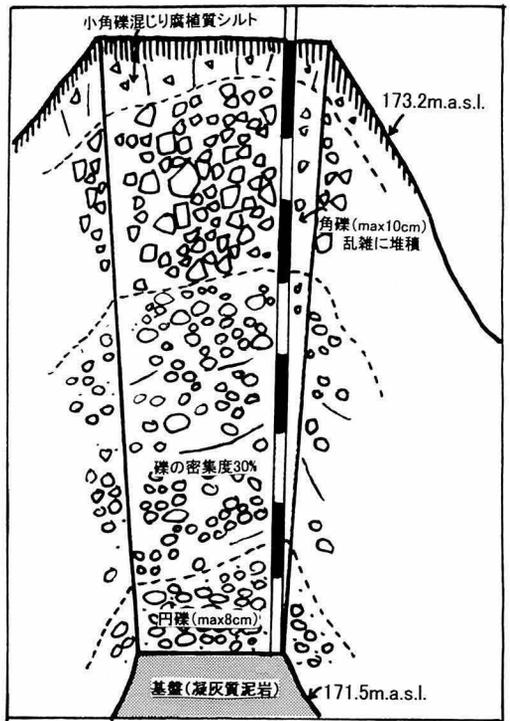
P3, P4, P5が位置する地形は、上位の段丘面上にあたる。このうちP3の地表面頂部高度は172.2mである。基盤の泥岩が1.8mの深さから露出することから、この地点における基盤頂部高度は170.4mである。基盤の直上は層厚30~40cmの円礫層で、礫の密度は高く、重なり合って成層している(図7)。マトリックスは砂混じりのローム質粘土層である。その上位も円礫層が1m以上の厚さで連続しているが、礫は乱雑に堆積し成層していない。礫の密集度は下方で高く(50%程度)、上に行くほど小さくなる。さらにその上位は、腐植混じりのローム質粘土層や腐植層が薄く表層を被っている。

次のP4の地表面頂部高度は172.2mである。地表面から1.8mの深さで凝灰質泥岩となることから、基盤頂部高度は170.4mである。基盤の直上は、層厚40cmの成層した円礫層で、礫の密度は高く、およそ90%を占める(図8)。マトリックスは砂混じりシルトで、最大礫径は10cmほどである。その上位も礫層が堆積しているが、亜角~角礫が多くなり、礫の密度は減少して70%程度となる。礫は乱雑に堆積し、長径の方向が一定ではない。さらにその上位は再び円礫が多くなるが、礫の密度は40%ほどになり、礫径も3~4cmと小さくなる。最上部は、層厚20~30cmの小角礫混じりの腐植質シルト層である。

P5の地表面頂部高度は172.4mである。地表面から1.6mの高さに基盤の泥岩が認められることから、この地点における基盤頂部高度は170.8mである。基盤直上は、層厚40cm、最大礫径10cmの成層した円礫層である(図9)。マトリックスは砂質シルトであるが、礫の密度が高く、およそ8割を占める。その上位



(a)



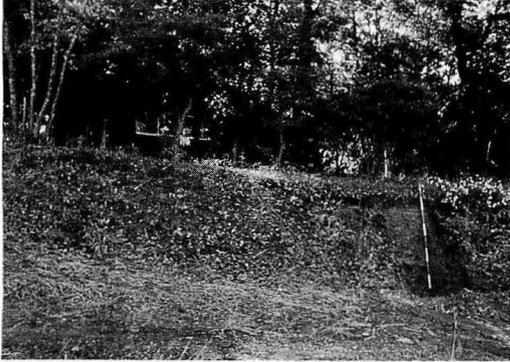
(b)

図10. (a) 扇状地状の地形の末端に位置するP6 (大木淳一氏撮影), (b) P6の地層断面スケッチ.

は、層厚約1mのローム質シルトと最大礫径8cmの円~亜角礫の礫層で、礫は乱雑に堆積し、長径の方向が一定ではない。礫の密度は下位では50~60%、上部では10%程度となり、上にいくほど礫径も小さくなる。さらにその上は、礫径6cm程度の角礫層が20~40cmの厚さで堆積し、小角礫を含む腐植混じりの粘土質シルト層が被っている。

P6, 7

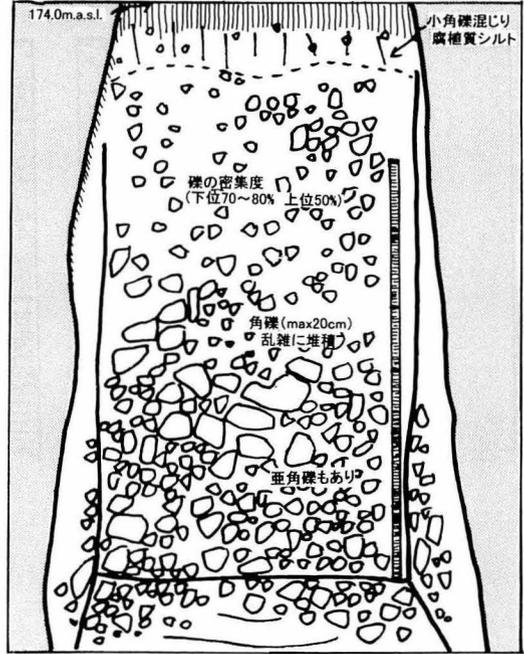
P6, P7が位置する地形は、段丘面上に載る扇状地状の地形の末端部分にあたる。このうちP6の地表面頂



(a)



(b)



(c)

図 11. (a) 扇状地状の地形の末端側面に位置する P7, (b) P7 の地層断面 (以上大木淳一氏撮影), (c) 地層断面スケッチ。

部の標高は 173.2 m で、深さ 1.7 m の基底から凝灰質泥岩が露出するため、この地点の基盤頂部高度は、171.5 m である (図 10)。基盤直上は最大礫径 8 cm の円礫層が 20 cm ほど認められる。マトリックスは赤褐色の細砂まじりのシルト層で、礫の密集度は 40% 程度である。その上位は、礫径 3 cm くらいの円礫を含む砂質シルト層が 1 m 弱の厚さで堆積している。礫の密集度はさらに小さくなり、20~30% となる。さらにその上位は、層厚 40~50 cm、最大礫径 10 cm の角礫とシルト質粘土からなる灰白色の角礫層で、礫は乱雑に堆積し、長径の方向は一定ではない。礫の密集度は 40% 程度である。表層は小角礫を含む

薄い腐植質のシルト層で、これらは下位の地層を切って斜面に沿って堆積している。

P7 は末端近くに位置する人工の崖面で (図 11)、この地表面頂部高度はおよそ 174.0 m である。この断面は基盤に達していないが、1.4 m の深さがあり、表層 10 cm は小角礫を含む腐植質シルト層である。その下位は、礫径 5 cm 前後の角礫と赤褐色の砂混じり粘土層からなる角礫層が試掘坑基底まで続いている。角礫は礫径が 20 cm に達するものや、やや角が丸くなっているもの、長径の方向が層理面と垂直になっているものなどがある。礫の密集度は、下部で 70~80%、上部は 50% 程度となり、上部にいくほど疎らになる。

2. 堆積物の類型区分

上記の試掘地点のうち P7 以外は、深さ 2 m 弱の位置で、基盤の泥岩層、あるいは凝灰質泥岩などに達している (図 12)。基盤より上の堆積物の状態は各地点ごとに異なるが、大局的には次の 4 種類に分けられる。

基盤の直上は、層厚数 10 cm、最大礫径 10 cm ほどの円礫層である。礫は主として基盤の泥岩などに由来する軟質礫で、その密集度は 80~90% と高く、よく成層している。マトリックスは砂混じりのローム質粘土~シルトであるが、ほとんど礫だけで構成されてい

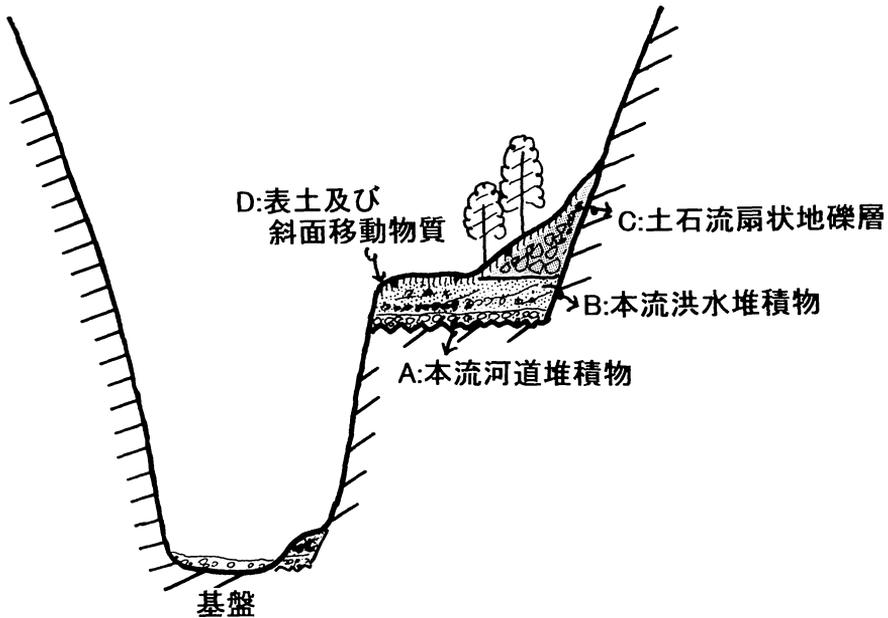
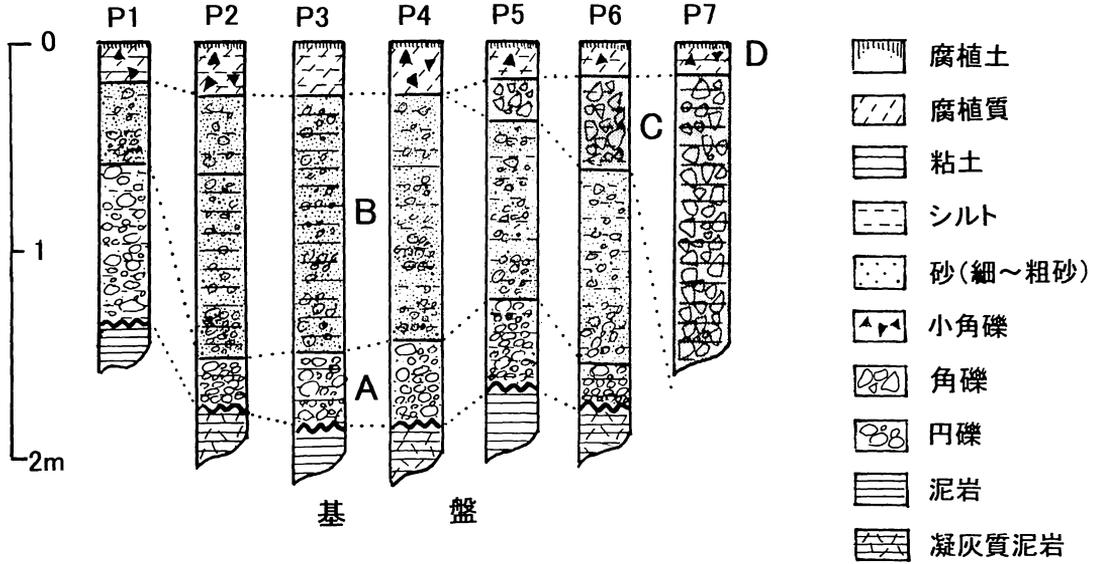


図 12. P1~P7 の地質柱状図と堆積物の類型模式図.

る。これらは、現在の峡谷化した河道の河床に、砂礫堆として一時的に堆積している礫層と酷似していることから、本流河道堆積物 (図 12-A) であると考えられる。

次にこのような成層した円礫層の上には、マトリックスがローム質粘土~シルトで、最大礫径 10 cm 程度の礫層が続いている。層厚は 1 m 前後である。下位層ほど礫は大きく、密集度も高くなっている (下位は

80%, 上位は 20~50% 程度)。しかしこの層では礫は成層しておらず、乱雑に堆積しており、礫の長径の方向が一定ではない。また亜角礫も混じっていることから、これらの礫層は、平常時の河道堆積物ではなく、豪雨時などに河道から水流があふれ出して流れた本流性の洪水堆積物 (図 12-B) であると考えられる。このような堆積物は、礫の大きさや密集度などによって何層かに分けられることもある (P2 や P4 など)。これらの

考 察

ほとんどは、平常時には下流側へ一掃されてしまうが、河床のへりのやや高まった部分や滑走斜面に一部が堆積する。その後下刻が進んで河床が段丘化すると、河道堆積物と共に段丘礫層となる。これらは層厚1~2 m程度と薄いことから、基盤を削り込んだ侵食段丘の礫層である。なおこのような洪水性の堆積物は、現河床の曲流部の高まり部分などにもしばしば見られる。

P5, 6の上部及びP7では、最大礫径10 cmほどの角礫層が認められる。マトリックスは砂混じりの粘土~シルトで、礫の密集度は下位層ほど大きい。礫は乱雑に堆積しており、大きさも不揃いであることから、これらは本流性の河道堆積物ではなく、比較的水流の少ない支流性の小河川から、土石流あるいは泥流などによって供給された扇状地礫層(図12-C)であると考えられる。

P1~7のすべての表層部には、小角礫を含む腐植質シルト~粘土層が堆積する。層厚は2~30 cm程度で、粘性が少なく、礫を含まない場合もある。したがってこれらは、段丘面上に発達する未成熟の土壤、あるいは地表面の傾きに沿って表層土が移動した斜面移動物質(図12-D)である。

1. 調査地域の地形

各試掘地点の地質柱状図を、図3X-Yに沿う地形断面図上に投影し、調査地域の地形地質断面図を作成した(図13)。

小糸川の現河床に沿って分布する上下2段の段丘面は、いずれも薄い本流河道堆積物と、厚さ1~1.5 mの本流洪水堆積物からなり、段丘堆積物の層厚は合わせて2 m前後である。現河床との比高は15~25 mであることから、これらの段丘は、薄い段丘礫層をもつ侵食岩石段丘である。また段丘堆積物の上は薄い腐植層で、風成ローム層が認められないことから、これらの段丘面は完新世以降に形成されたものと考えられる。なお上位面と下位面では、円礫層の出現高度が10 m近く違うことから、これらは一連の堆積物ではなく、堆積の時期が異なると考えられるが、層厚や層相は類似している。また大局的には同一の地形面に見える上位面、あるいは下位面についても、段丘礫層や基盤の出現高度が河床側にいくに従って若干下がっており、地表面も平坦ではなく河床側にやや傾いていることから、これらを細分することも可能である。

一方上位の段丘面上に載る扇状地状の地形は、8 cm

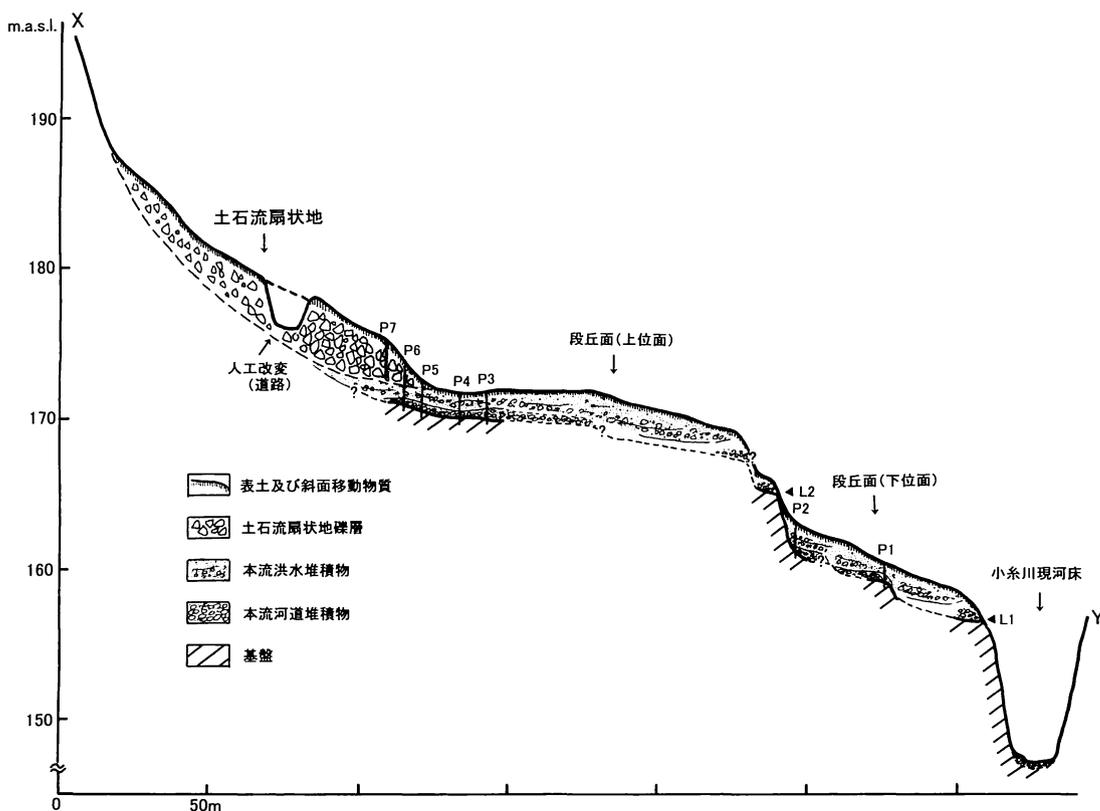


図13. 試掘調査地点及びその周辺(図3, X-Y)の地形地質断面図。

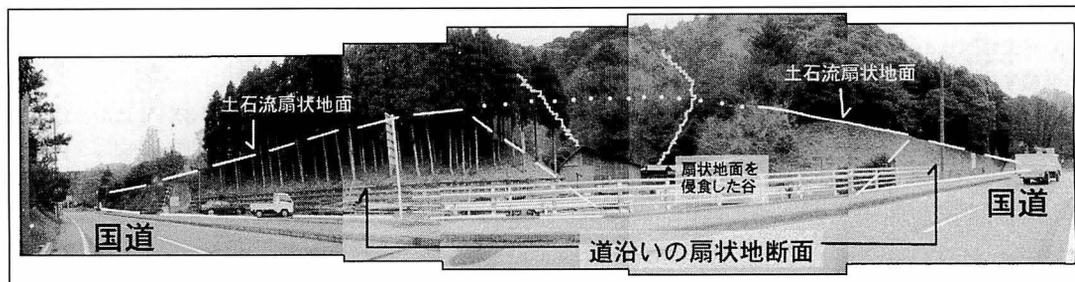


図 14. 国道によって切られた土石流扇状地の断面と地形面。

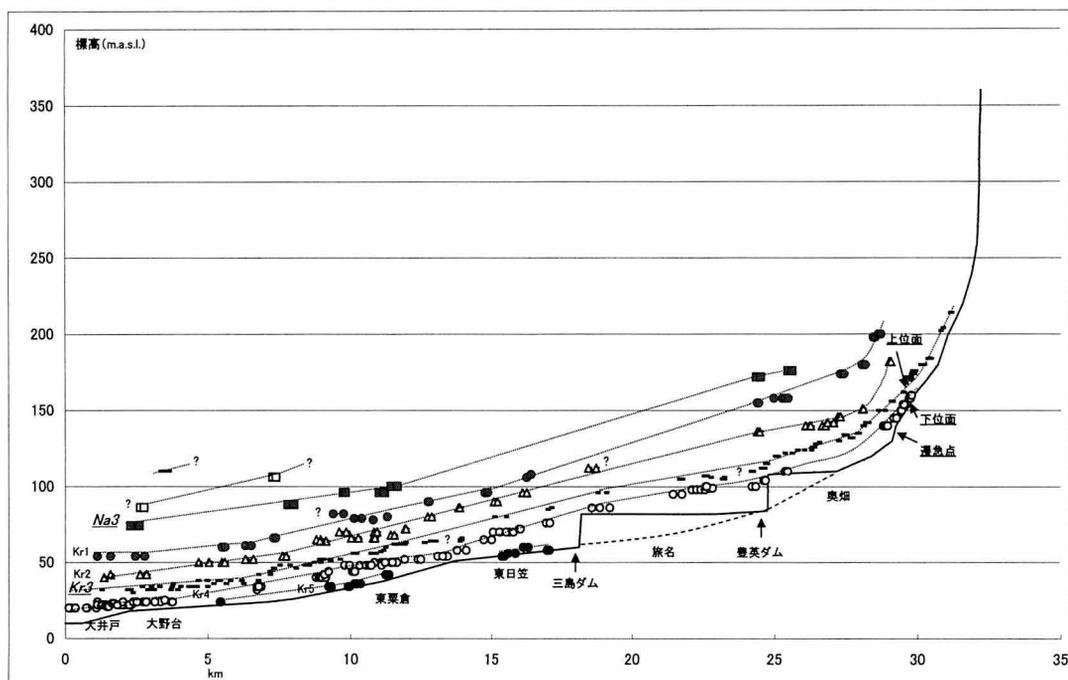


図 15. 小糸川中～上流域の河床縦断面と侵食段丘の段丘面高度分布図。

Na3: 南総 III 面; Kr1~5: 久留里 I~V 面。

侵食段丘では、段丘面の下限高度を段丘面高度とした(鹿島, 1982)。また小糸川流域にも、旧河道跡に形成された河道切断型段丘(鹿島, 1982)が認められるが、これらはその面高度分布が不規則であり、中間的な面が多いことが予想されるため、河床縦断面への投影は省略した。

大の角礫を含むローム質シルト～粘土層からなる。この堆積物は先述した支流性の扇状地礫層で、背後の小河川から土石流あるいは泥流などによって供給されたものであり、この地形は土石流扇状地(沖積錐)である(図 14)。ただし土石流による礫層としては、含まれる角礫が小さく、マトリックスが多いことから、この地形は、一般の扇状地より傾斜は急であるが(上部の傾斜が 20° 前後, 下部は $10\sim 15^{\circ}$, 先端部は 25° 前後), 土石流扇状地としてはやや緩やかな傾斜となっている。

この土石流扇状地は、先端が段丘面上に載っていることから、河川の下刻が活発化した段丘面離水時期

(あるいは離水直後)に、斜面が不安定化して発生した土石流などによって形成されたものとする。なお現地観察によると、この土石流扇状地上には、長さ数 m, 比高 $1\sim 2$ m 程度で、斜面の傾斜方向に長軸を向ける lobe 状の地形がしばしば認められる。これらは角礫を含むローム質粘土層からなり、地形的に高まった部分では 20 cm 大の比較的大きな角礫が密集している。表層部には腐植層が認められないことから、これらの微地形は、比較的新しい時期に周囲の斜面からの流動によって形成されたものであると考える。

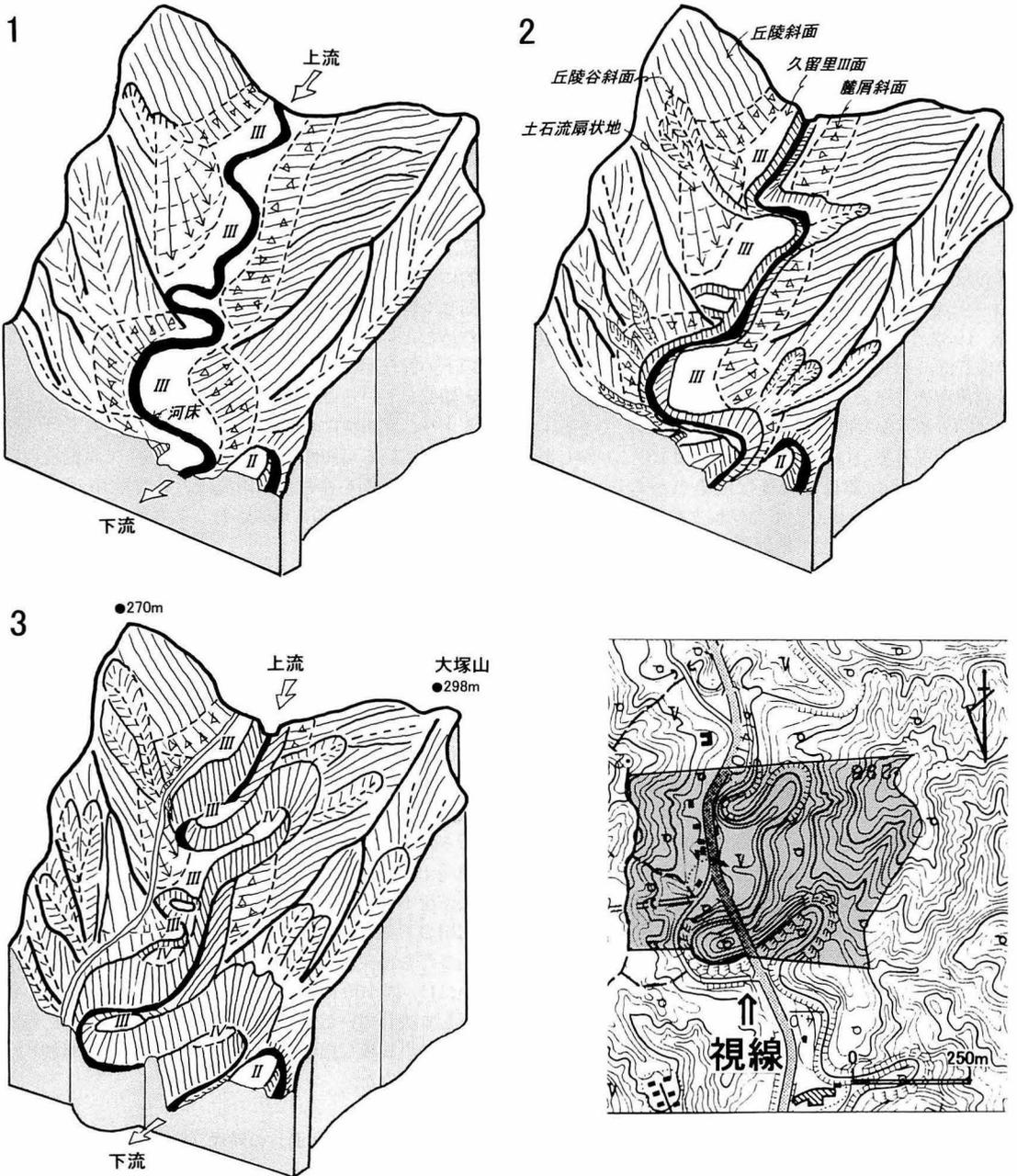


図 16. 調査地域周辺の地形形成過程を示す鳥瞰図（概念図）。

1, 久留里 III 面 (Kr3) の時代 (約 4~5 千年前頃); 2, 久留里 IV 面 (Kr4) の時代 (約 3 千年前頃?); 3, 現在。

図の説明は本文参照。3の「現在」に関しては、道路は旧国道 410 号線である。その後現国道の建設、中央部の曲流部分の埋め立て、土石流扇状地を開析する谷の埋め立て（現在炭焼き小屋が作られている）、木のふるさと館建設のための切り土など、人工改変が行われている。鳥瞰図の範囲及び視線は、国土地理院発行の 2.5 万分の 1 地形図「坂畑」の一部を 2 倍に拡大した図上（南北が逆）に示している。

2. 段丘面の対比とその形成時期

本研究における地層断面観察では、段丘礫層に関して通常の露頭観察では見落としがちな細かな情報を得ることができた。しかし段丘面の形成時期が直接明らかになるような段丘礫層中の木片などの年代試料は、どの断面からも得られなかった。そこで空中写真判読により、小糸川中～上流域（図2の範囲）の段丘分布図を作成し、それらの高度を2千5百分の1の地形図から読みとり、河床縦断面図上に投影して、段丘面の区分及び対比を行った。またこれらを小櫃川、養老川中～上流部に発達する段丘に関する従来の知見（鹿島, 1982; 吉村, 1996 など）と比較し、試掘調査地点の段丘面の形成時期について考察した。

君津市大井戸より上流の小糸川本流の河床縦断は、下に凸の滑らかな曲線で、落差の大きい滝ができるような顕著な遷急点は認められない（図15）。しかし奥畑よりやや上流部に小規模な遷急点があり（図15, Loc. 1）、そこから縦断面も急傾斜となる。

段丘面は大野台付近で最大7面に分類される。面の比高は上流部ほど大きくなる傾向にあるが、遷急点より上流側では現河床との比高が急に小さくなる。このうち大野台で上位から3段目の面に対比される面は、段丘堆積物の上に層厚30～50 cmほどのソフトローム層を載せることから、房総半島中部で更新世末頃に形成された南総Ⅱ面（鹿島, 1982）、あるいは徳橋・遠藤（1984）によって再定義された南総Ⅲ面に相当する段丘面である（以下南総Ⅲ面とする）。この面は連続性がよく、上流部の豊英ダム付近まで断片的に分布し、上流部では河床との比高が80 mに達する。一方それより下位の面は、段丘面上に風成ロームを載せないことから、完新世に形成された段丘面であると考えられる。このうち大野台で上位から6段目の面に対比される各面は、最上流部まで連続し、試掘地点の上位面（図15, Loc. 2）もこの面に対比される。東栗倉より下流域では、これらの面は上下の面に比べて広い段丘面となる。また空中写真判読によると、これらの面は下流域の沖積平野面に地形的に連続する。このような分布特性は、小櫃川、養老川などで認められる久留里Ⅲ面（鹿島, 1982）に類似することから、これらを久留里Ⅲ面相当面（Kr3）とする。その場合、南総Ⅲ面と久留里Ⅲ面の間の2段の面はそれぞれ、鹿島（1982）の久留里Ⅰ面（Kr1）、久留里Ⅱ面（Kr2）となる。また久留里Ⅲ面より下位の2面は、久留里Ⅳ面（Kr4）及びⅤ面（Kr5）となる。なおこの場合、試掘調査地点の下位面（図15, Loc. 3）は久留里Ⅳ面に対比される。

鹿島（1982）によると、小櫃川、養老川下流では、久留里Ⅲ面より高位の段丘は沖積面に埋没しているのに対し、久留里Ⅲ面は沖積平野に連続し、さらにそれより下位の面は沖積平野面を侵食して形成されて

いる。このことは下流側の沖積平野において、平野面が堆積段丘化した時代と、中流域で久留里Ⅲ面が形成された時代がほぼ等しいということになる。小櫃川、養老川の両河川の沖積段丘の形成時期を直接示すようなデータはないが、沖積平野の内陸部において平野面が堆積段丘化したのは、海水準が縄文海進絶頂期を過ぎて低下した4～5千年前頃であることから、久留里Ⅲ面もその頃形成されたと考えられている（鹿島, 1982）。小糸川についても、段丘形成時期を直接的に示すデータは得られなかったが、小櫃・養老川と同じく房総半島南部の丘陵部に源を發し、東京湾に流れ込むという地理的な位置や、更新世末の南総Ⅲ面以下の段丘面の分布傾向が小櫃川、養老川の段丘分布と類似していることから、段丘の形成についても、同じように完新世における海水準変動の影響を受けて形成されている可能性が大きい。したがって試掘地点の上位の段丘面を含む小糸川流域の久留里Ⅲ面相当面も、4～5千年前頃に形成されたと考える。

3. 調査地域の地形形成過程

以上の各地形面の構成層の観察による地形の成因と、段丘の編年結果から、清和県民の森内の調査地点付近の地形形成過程を3つの時期に分けて述べ、鳥瞰図により視覚的に示す（図16）。

上位段丘面（久留里Ⅲ面）の時代（約4～5千年前）（図16-1）

現在の上位段丘面にあたる部分に、小糸川河床があった時期である。この時期には、河床高度は現在の標高170 m付近にあった。この当時の河原が、現在の久留里Ⅲ面相当面になっている。峡谷を作っている河川の下刻がまだ見られず、開けた谷景観が見られ、山ひだも現在より浅く緩やかであった。小糸川本流沿いには、幅100 mくらいの河原が続く、そこを川が蛇行して流れていた。河原に続く谷斜面下部には、麓屑斜面や小規模な扇状地（土石流などによる扇状地）が発達していた。

下位面（久留里Ⅳ面）の時代（約3千年前頃？）（図16-2）

やや下刻が進み、浅い峡谷が作られた時期である。山ひだを削る支流の下刻も始まっている。この時期になると、縄文海進以降の相対的な海水準の低下に伴って、小糸川中～上流域でも河床が10 mくらい低下し、河床高度は現在の標高160 m付近にあった。この当時の河床が、現在の久留里Ⅳ面相当面になっている。本流沿いでは、自由曲流していた川が10 mほど下刻して、曲流した狭い峡谷を作り、土石流扇状地の末端を削り取り、一部では曲流短絡も起こった。丘陵斜面では、麓屑斜面や扇状地を切る支流性の谷が発達

した。

現河床の時代（新道や埋め立て等の改変が行われる以前）（図 16-3）

深い狭い峡谷が作られ、支流も発達して険しい山地景観が作られている。本流沿いではさらに下刻が進み、河床はさらに 20 m ほど下刻し、現在の標高 140 m になった。曲流部が曲流の度を強めていく穿入曲流（生育曲流といわれる）が進行した。その結果川沿いには、下刻によって形成された 30 m の急な崖が連続し、曲流の攻撃斜面ではもっと高い崖が見られるようになった。周辺の丘陵斜面では、本流の下刻に対応して支流の下刻も進み、支流の谷が発達して山ひだの細かい斜面が作られた。これらの谷は下流が本流の下刻に追いつかず、本流との合流点では懸谷となっている。

謝 辞

千葉県教育委員会生涯学習部文化財課学芸振興室の佐久間 豊室長、千葉県立中央博物館教育普及課の糸原 清研究員、及び発掘調査員の方々には、千葉県立中央博物館分館山の博物館（仮称）建設予定地である君津市清和県民の森の埋蔵文化財試掘調査の際に、同時に地層断面観察が行えるよう、試掘坑の位置選定や基盤岩までの掘り下げにご協力いただいた。千葉県立中央博物館中村俊彦生態・環境部長、同生態学研究科尾崎煙雄研究員、大木淳一研究員には、同地域の地形調査及び地層断面観察の機会を与えていただいた。また本論の査読者には、有益なコメントをいただいた。以上の方々から感謝します。

引用文献

池田 宏. 2001. 地形を見る目. 152 pp. 古今書院, 東京.
鹿島 薫. 1982. 小櫃川流域と養老川流域の更新世末期以降の地形発達史. 地理学評論, 55(2): 113-128.
篠崎 貞. 1996. 君津市の地形, 地質. In 君津市市史編さん委員会(編), 君津市史自然編, pp. 54-122. 千葉県君津市.
鈴木欣也. 1996. 君津市の川と山 川原の礫. In 君津市市史編さん委員会(編), 君津市史自然編, pp. 366-367. 千葉県君津市.

徳橋秀一・遠藤秀典. 1984. 姉崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅). 136 pp. 地質調査所, つくば市.

吉村光敏. 1996. 河川地形. In 千葉県史料研究財団(編), 千葉県の自然誌 本編 2 千葉県の大地, pp. 45-54. 千葉県千葉市.

吉村光敏. 2001. 「滝の地学」または「観瀑術入門」—房総の滝を例にして— Ver. 2.2. 付録 房総の滝一覧表 Ver. 5.3. 20 pp. 吉村光敏 (自家出版), 千葉県千葉市.

吉村光敏・寺村秀昭・八木令子・高橋直樹・尾崎煙雄・大木淳一. 1996. 平成 8 年度地学野外観察会 3 資料 小糸川上流の地形と地層. 49 pp. 千葉県立中央博物館, 千葉県千葉市.

(2003 年 2 月 25 日受理)

Holocene Bedrock Terraces Distributed along the Upstream of Koito River, Boso Peninsula, Central Japan

Mitsutoshi Yoshimura and Reiko Yagi

Natural History Museum and Institute, Chiba
955-2 Aoba-cho, Chuo-ku, Chiba 260-8682, Japan
E-mail: yosimura@chiba-muse.or.jp
yagi@chiba-muse.or.jp

Some characteristic topographies, such as incised meander, gorge, and bedrock terraces are frequently distributed along the upstream of Koito River, which is issued from the Kazusa Hills (200~300 m, a.s.l.) in the southern Boso Peninsula. They were formed by downward erosion, which had been dominant in this area since the Holocene. The investigated area is composed of upper and lower bedrock terraces and alluvial fans. The upper terrace is correlated to the Kururi III (Kashima, 1982), which had been formed about four thousands years ago in watersheds of the Obitsu and Yoro Rivers.

Key words: Boso peninsula, Koito River, Incised meander, Alluvial fans, Holocene bedrock terrace, Terrace deposits, Kururi III