

〈論説〉安曇川中・下流域の地形発達史

東郷，正美

(出版者 / Publisher)

法政大学地理学会

(雑誌名 / Journal or Publication Title)

JOURNAL of THE GEOGRAPHICAL SOCIETY OF HOSEI UNIVERSITY / 法政地理

(巻 / Volume)

9

(開始ページ / Start Page)

45

(終了ページ / End Page)

63

(発行年 / Year)

1968-03-23

(URL)

<https://doi.org/10.15002/00026628>

「安曇川中・下流域の地形発達史」

東 郷 正 美

I ま え が き

筆者が卒業論文の作成にあたって選んだ地域は、琵琶湖北西岸。安曇川中・下流域である。安曇川は、その源を丹波高地にもち、比良山脈の西側を一直線状に北流し、高島郡朽木市場の北方において方向を、北東から東、さらに東南に転じて、舟木崎にて琵琶湖に注いでいる。

安曇川が通過する地帯は、ほとんどすべて秩父系古生層からなる。この古生層は、同層形成以後の地殻変動を、幾回となく受け、無数の断層によつて切られているといわれている。安曇川の谷も、花折断層の断層谷として知られている。

また、六甲変動と呼ばれる第四紀西南日本地殻変動期の、比良・鈴鹿の南北性の構造運動並びに、これに前後しての古琵琶湖の形成、これらに基づく地形・地質の変化も、最近、次第に明らかになりつつある。

このような、この地域の性格からみて、この地域の現在ある地形の形成は、地質構造発達と密接なつながりがあることが予想され、地形発達史を考えるうえで、非常に興味ある地域と考えられる。

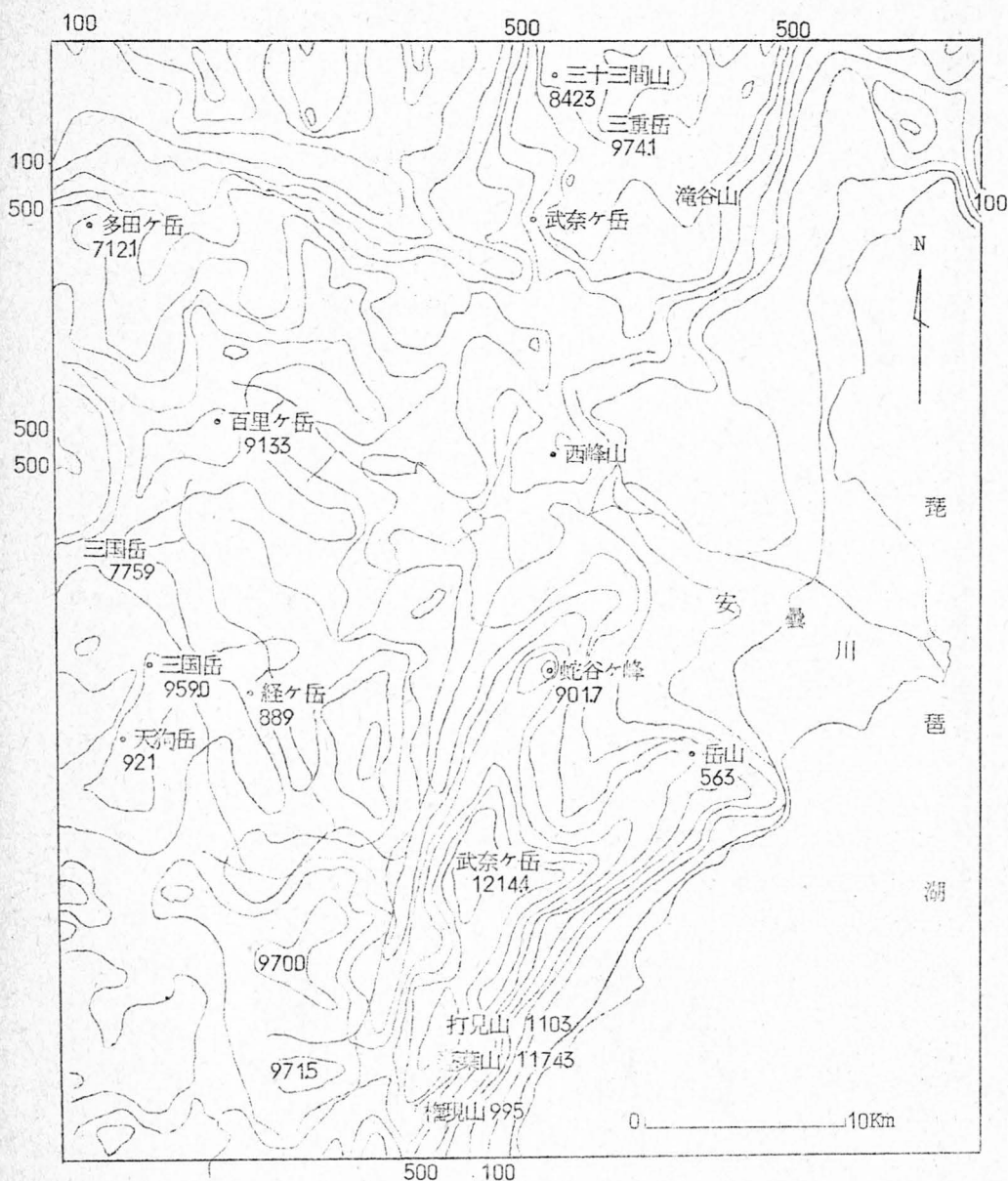
しかしながら、この地域及びこの地域周辺に存する断層自身、もしくは断層地形について論じた研究報告は、いくつかみられるが、この方面の研究は、もちろん、この地域に関する調査すら、ほとんどなされてはいないようで、戦前、井上がこの高島郡中部地域の地質及び地質構造について、調査研究を行つているのが唯一のものである。最近、高谷が、近江盆地の地形、地質に関して、広範な調査資料をもつて、古琵琶湖層群を中心に、注目すべき報告をおこなっているが、同盆地北部、北西部についての記述は、ほとんどみられない。

筆者は、1966年7月、8月及び10月に、3回の現地調査を、安曇川中・下流域（古川～井ノ口間）を中心におこない、この地域の地形発達について考察を試みた。しかしながら、未だ不十分な点ばかりで、その成果をまとめるというところまでいつてはいないのであるが、とりあえず、筆者が、得た資料を整理し、問題提起という形で報告する次第である。

II 安曇川流域の地形・地質の概略

1) 安曇川流域の地形・地質

安曇川は、丹波高地にその源をもち、丹波——比良両山地間を、一直線に北流し、朽木市場の盆地付近で、やや向きを北東にかえ、朽木溪谷～下荒川間の峡谷部に入る。この峡谷部で、さらに方向を、北—西—北—東—南東—北東—南東と、非常に不自然で複雑な方向転



※等高線間隔は100m

第1図 琵琶湖北西部の切崖面図

換を行ない、峡谷部を出て、饗庭野・泰山寺野両台地の間を、ほぼ一直線に、南東に進み、舟木崎にて琵琶湖に注いでいる。

一直線に北流する安曇川の西側、丹波高地は、阪下部落西方、標高971.5mの峰を最高峰に、中村部落西方の峰(970.0m)、三国岳(959.0m)、百里ヶ岳(931.3m)、天狗岳(921m)等、900m台の高峰をはじめとし、600~800mを中心とする山地からなっている。また、これら900mを越える峰は、一般に、丹波高地東半に集中し、同高地は、東に高く西に低いという傾向がある。

丹波高地一帯は、秩父系古生層からなり、複雑な地質構造を有しているといわれている。地形図上にも、それらを暗示するいくつかの例があり、特に河系模様等は、それらを極めて正確に反映させているものと想像される。しかしながら、この辺一帯の充分なる地形・地質の調査が、未だなされておらず、詳細な点については、ほとんど明らかでない。

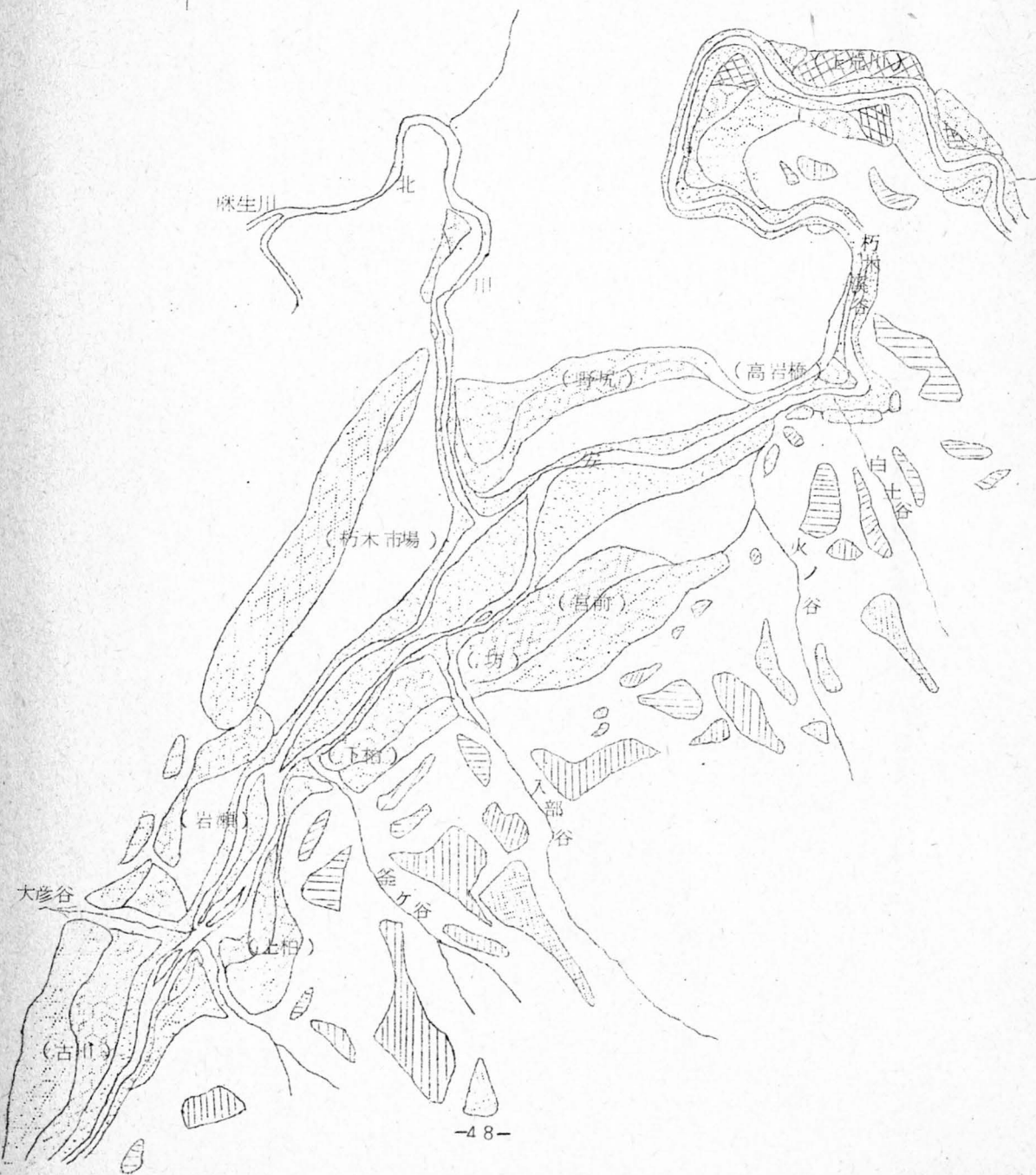
安曇川の東側にあつて、南々西から北々東にのびる比良山脈は、鴨川の上流、黒谷の南方で、そのまま北々東にのびる山稜と、東北東へのびる山稜とに分岐する。前者は、安曇川を越えて、西峰山、箱館山(547.0m)、滝谷山(735.6m)へとつらなる。しかし、後者は、まもなく高島一打下の一線でもつて終っている。

切峯面図をみてもわかるように、比良山脈には、標高500~600m並びに、900m付近に顕著な平坦部が、かなり広く存在し、武奈ガ岳(1214.4m)を最高峰に、蓬萊山(1174.3m)打見山(1103m)ら1100mを越える峰々は、その中に残丘状にそびえている。500~600m 900mの各々高低兩平坦面は、武奈ガ岳北方の、西北西 東南東の線で境され、この線に沿つて両側から谷が発達しており、中野・吉川は、これを断層による変位とみている。なお比良山脈の東側は、比良断層崖の急崖をもつて、琵琶湖へと落ち込んでいる。

安曇川に北川が合流する朽木市場付近は、丹波高地と比良山脈とに囲まれた盆地状の地形を示し、6段の河岸段丘が発達している。6段の段丘のうち、下位に位置する2つの段丘は安曇川の両岸にほぼ一様にみられるが、上位に位置する4つの段丘は、右岸つまり比良山脈側の斜面にのみ発達し、左岸・丹波高地側斜面には、全くみられない。

饗庭野、泰山寺野の両台地は、古琵琶湖湖群からなり、かつては一連の台地であつたものが、安曇川によつて二分されたものと考えられる。饗庭野、泰山寺野における最高点の高度は、それぞれ265.5m、245mで、その位置は、各台地の東端に近い部分にあり、両台地とも山地に向つて高度を減ずる傾向がある。

饗庭野、泰山寺野両台地とも、北側斜面の河岸段丘の発達が顕著で、単に饗庭野、泰山寺



水 2 図 安曇川中・下流域の段丘分布図



野といえ、一般に、広面積の平坦部をもつ、一番上位の段丘面を指すことが多い。

安曇川のつくりだした沖積平野は、琵琶湖に向つて、大きく突出しており、琵琶湖西岸地帯には、類をみないものである。

2) 花折断層について

琵琶湖周辺に数多く発達する南北性構造線のひとつで、比良山脈と丹波高地との境をなしている。石田川の谷から保坂、途中谷、小伏を経て、朽木市場に至り、朽木市場から安曇川の谷に沿い一直線に南下、花折峠、途中越を経て、京都側。高野川の谷に入り、八瀬付近で2~3の枝に分れ、そのひとつは、北白川の西を通り、東山丘陵を横切つて、稲荷、桃山に達している。

中村は、この段層を、比良山脈側(東側)が、300~400m高くなつた正断層としているが中野、吉川のいうように、南では東側が高く、西側が低くなり、北では逆に東側が低く、西側が高くなつた逆断層と考えられている。

なお、花折断層は、東山・桃山丘陵で大阪層群の上部の地層を切つていることが報告されている。よつて、この断層は、大阪層群堆積以後にも活動したものと推察される。

3) 古琵琶湖層群について

(古琵琶湖層群一般について)

古琵琶湖層群は、湖成の砂礫・粘土からなる地層で、主に近江盆地内では、標高200~300mの丘陵地を構成している。

第1表 古琵琶湖層群の層序

		West of the Lake	Kov bed (tuff)	East of the Lake	Facies
Paleo - Biwa Group	Katata Formation	B11 50m	Kamiogi tuff	?	Sand & gravel dominant
		B10 30m	Oono tuff	B10 40m ?	
		B9 20m	Ikenowaki tuff	B9 40m	
		B8 ?	Hara tuff	B8 40m	
		?	Kono tuff	B7 20m+	
	Koka Formation		Mushono tuff	B6 10~15m	clay dominant
			Kosaji tuff	B5 40m	
			Hozoin tuff	B4 30m	
			Ichiuno tuff	B3 30m	
			Yubune tuff	B2 20m	
	Iga For			B1 180m	Sand dominant

(※高谷氏作成)

最近、高谷は、堅田、甲賀、伊賀各付近にちらばる各相当層を、10枚の tuff を key bed として対比し、古琵琶湖層群を11の層(下位より B_I ~ B_{II} 層)に細分した(第1表参照)。そして、B₈ 層以下の地層を、第三紀鮮新統、B₉ 層以上の地層を、第四紀洪積層とした。また、B₉ 層の時期に、古琵琶湖に海水の影響がはじめて現われたことも指摘し古琵琶湖層群堆積当時及びそれ以後、今日に至るまでの琵琶湖の環境を、三つの stage、Old Lake stage、Open Lake stage、Young Closed Lake stage に分けて考えている。

なお、古琵琶湖層群は、最近、第四紀総合研究近畿グループの手で、大阪層群等との対比が試みられ、それら相互間の関連が、大体明らかになってきた。

(安曇川流域にみられる古琵琶湖層群について)

饗庭野、泰山寺野を構成している古琵琶湖層群は、位置、構成物質の特色等から考えて、高谷の Katata formation の上部にあたるものではないかと推察される。

饗庭野、泰山寺野の古琵琶湖層群の層序、特徴等については、不明な点も多いが、観察した範囲で整理してみると次のようになる。

- ④ 標高160~170m付近より上部までは、砂礫層で、層中に砂、シルト、粘土が帯状、レンズ状あるいはボール状にはさまれている。一般に礫質で、中心構成礫の礫径は20~50cmで、最大礫径は300cmである。長尾南西の露頭(高度190m位)では、埋木を含んでいる。なお、構成物は、一般に東方(琵琶湖方向)に向つて、全体的小さくなる傾向がある。
- ⑤ 標高160~170m付近より下部は、上位の砂礫層より、構成物質が全体的に小さく、また困結度も高い。一般に砂礫層、小細礫層、砂層、シルト層、粘土層が互層をなしている部分が多い。粘土層は青灰色、黒灰色の色調を呈し、主に上部付近にみられ、層厚30~40cmのものが多く、100cm以上のものはみられない。また、黒灰色粘土層は、多量の炭化木片を含んでいる。

他地域の古琵琶湖層群は、堆積後の地殻変動によつて変位していることが報告されているが、この饗庭野、泰山寺野にみられる古琵琶湖層群もやはりその後の地殻変動によつて、かなり変位しているようである。とにかく、その全貌はわからぬが、饗庭野では、同層は北北西に約10°傾斜し、西北西-東南東方向の小断層によつて切られている部分もある。また、

⑤の層の上部を特徴づける粘土層、この粘土層がみられる位置が、山側にゆくほど低くなる相岩谷沿いにみられる古琵琶湖層は、その堆積状況からみて、⑤の層のつづきとおもわれる。しかし、⑤の層の上部を特徴づける粘土層に相当するだろうとおもわれるものは、高度

230m付近にみられ、もし、これらが一連のものであるなら、相岩谷の古琵琶湖層群と饗庭野・泰山寺野の古琵琶湖層群との間には60～80mのくいちがいがあることになる。

Ⅲ 段丘の区分・対比・分類

筆者は、現地調査に先立ち、地形図及び空中写真を用いて段丘面の区分をし、分布図を作成し、現地でそれらを確認、一部修正を加え、これを基に、各面の続き具合及び各段丘の性質、構造を中心に段丘面の対比を行った。

さらに次の理由により、安曇川中・下流域に発達する6段の段丘を、上位に位置する4つの段丘（高位段丘群）と下位に位置する2つの段丘（低位段丘群）との二つのグループに分類した。

すなわち、1)上位より4段目の段丘と5段目の段丘との段丘間比高が、他のそれに比べどれよりも大きく、常に20m以上であることから時間的空間的不連続性が感じられるということ、及び、2)それより下位に発達する2段の段丘には、支流の作用が非常に強く反映しており、上位4つの段丘に対し、その形成機構上に著しい差異が察しられるからである。

なお、高位段丘群(H)を構成する4つの段丘を、上位のものからH1、H2、H3、H4 低位段丘群(L)の2つの段丘を、同様にL1、L2と仮称することにした。

Ⅳ 安曇川中・下流域の段丘

1) 高位段丘群(H)

高位段丘の分布は、第2図のように古川付近より下流域にのみあり、それより上流部には全くみることができない。

古川～朽木溪谷間においては、右岸にのみ発達している。朽木溪谷～下荒川間においては断片的の小規模に存し、これより下流部においては、右岸に大規模に段丘面が保存されている。なお、饗庭野南斜面において、段丘面を区分することは容易でなく、蛇谷～井ノ口付近に、右岸の高位段丘各面に対比される面を、わずかに残しているのみである。

1) H₁について

H₁は朽木饗谷を境として、その上流部と下流部とでは、形成の過程が異なる。すなわち朽木溪谷より上流部におけるH₁は、堆積段丘として存在し、下流部におけるH₁は、侵蝕段丘として存在する。

朽木溪谷より上流部におけるH₁——H₁面が、現在保存されているのは、上柏部落南東～

入部谷間、及び、火ノ谷～白土谷間付近であつて、開折され、安曇川流路に直角に、細長く存在する。

H1 は、古生層の上にある段丘堆積物としての粘土層、砂礫層からなっている。

古生層の岩盤は、頁岩、粘板岩で、その上面にはかなりの凹凸があり、粘土層は、この岩盤の凹部に限つてみられる。

粘土層の層厚は、少なくとも 15m 以上あり、灰～灰青色で、径 2～5 cm 位の円礫が混り込み、部分的には帯状に礫が集中していることもある。粘土層上部には、炭化木片を含む厚さ 10～20 cm 程度の薄層が 1～2 枚みられる。上柏南方の露頭では、この粘土層は、全体に砂質になり、色調も黄褐色をおびてきている。

粘土層の上につてくる砂礫層は少くとも層厚 60～70m あり、黄褐色砂質層中に円礫を配した岩相を一般に示す。礫は、径 10～15 cm 位のもが多く、最大礫径は 20～25 cm である。上流から下流に向つての岩相の変化はあまりみられないが、砂礫層自体における上層部と下層部との間には、岩相の変化が認められる。すなわち、上層部にゆくに從つて、礫径の変化はあまりみられないが、礫の混じる割合が次第に増大している。

岩盤の凸部にあたるところでは、一般に粘土層はみられず、この砂礫層が直接岩盤をおおつて堆積している。

粘土層と砂礫層との境目は、未確認ながら、際だつた凹凸もないようだし、それほど堆積に、時間的隔りがあるように思えない。

なお、朽木溪谷より上流部におけるこの H1 段丘堆積物は、他の高位段丘 H2、H3、H4、及び、低位段丘 L1 の基盤として存在する。

朽木溪谷より下流部における H1——朽木溪谷より下流部において、H1 が典型的にみられるのは泰山寺野付近である。この泰山寺野に広面積をもつて保存されている H1 面は、長尾南方までほぼ連続的につづくが、下荒川～長尾間の峡谷部より朽木溪谷にかけては、ほとんどみられない。

この下流部における H1 は、古琵琶湖層群を基盤とし、その上に不整合にある段丘堆積物としての砂礫層からなる。

この砂礫層は薄く、泰山寺野でみると、層厚 3～5 m 程度で、径 10 cm 以下の円礫を中心に径 10～25 cm の円礫及び、砂が雑然と混りあつたものである。砂礫層の上部 30～40 cm は、黒色の表土と化している。

以上のごとく、H1 について言えば、朽木溪谷を境として、その上流部と下流部とでは、そ

の形成過程を全く異にしていることがわかる。すなわち、上流部の厚い粘土層の存在から推して、この朽木市場を中心に、湖ないし半湖水的な静水状態がかつて存在したもののと思われる。また、下流部において、H1が、侵蝕段丘としてみられるということから、当時の安曇川は、朽木溪谷付近で、断絶状態もしくは、それに近い状態にあり、上流部と下流部とでは、その河川の性格を異にしていたことが推察される。

ii) 他の高位段丘H2、H3、H4について

H2、H3、H4はいずれも侵蝕段丘で、朽木溪谷より上流部では、H1段丘堆積物である粘土層、砂礫を、下流部では、古琵琶湖層群を基盤とし、それに不整合にのる各段丘堆積物としての砂礫層からなっている。

H2についていえば、その分布は、高位段丘の分布最上流点付近（古川付近）より、上荒川～下荒川間では、断絶するが、ほぼ連続的に泰山寺野北東端までつづく。段丘砂礫層は、厚さ数m以下で、朽木溪谷より上流では、H1段丘堆積物の砂礫層と岩相的には近似しているが礫の混入の割合が大となり、礫径15cm: $\frac{+}{-}$ 1cm以下で、これ以上のものは少なく、これ以下のものの混入が増加し、全体的には礫質である。下流部では、H1段丘堆積物に比べ、相対的にH2段丘堆積物の方が細かい。砂、小細礫の混入の割合が増大し、その中に径10～15cmの円礫が配されている。

H1面とH2との比高は、上柏～朽木溪谷間では、下流方向に大となる傾向があり、下荒川より下流部においては、下流方向に小となる傾向があり、南古賀～中野間で数m程度になるしかし、これよりさらに下流に向つては、再び比高を増し、泰山寺北東端では、10余mの値を有する。

H3の分布はやや特徴的である。すなわち、河岸の山脚に食い込んで分布している部分がいくつかみられる。例えば、白土谷出口付近、長尾～中間間（右岸）等である。これらは安曇川本流というよりはむしろ、本流に注ぎ込む支流の作用を直接的に反映しているものとみて間違いない。露頭調査が充分でないため、その構成物については充分検討することができぬが、その段丘堆積物の厚さは、数mを越えないようである。

H2とH3面との比高は、朽木溪谷までは、上流から下流に向つて小さくなる傾向があり、下荒川より下流部ではほぼ一様に10m程度である。

H4は、柏付近から最下流泰山寺野北東端まで、幅狭ながらほぼ連続的につづく。H4段丘堆積物は、上流から下流に向つて、礫質→砂質→シルトないし粘土質と変化し、層厚も下流方向に向うに従つて厚くなる傾向が認められる。

まず、高岩橋付近で観察すると、H1 段丘堆積物の粘土層を基盤とし、径 10 ~ 15cm (中には径 20cm 以上の円礫もある) の円礫及びそれ以下の小細礫からなる礫層 (層厚 2 m) と、その上にある黄褐色砂層 (層厚 0.8m 上部 30cm は黒色化している) とが、H4 段丘洪積物としてある。下荒川右岸においては、砂の混入著しく、径 10cm 以上の円礫が点在する。層厚は 1.5 m 以上である。中野 ~ 南古賀間においては、H4 段丘堆積層の層厚は 3 m 以上となり、径 10 cm 程度の円礫は点在するが、全体的に、粘土質砂質の介入が顕著であり、小細礫が部分的に集中して帯層をなしている。井ノ口付近では、層厚 2 m 以上 (基盤の古琵琶湖層群が、10m 程下位の露頭で確認されるので、H4 段丘堆積物の層厚は 10m を越えるものではない) で、粘土質砂質層はほぼ完全なる粘土層と化している。礫は上層部及び粘土層と粘土層の間に集中的にみられるが、径 5cm を越えるものは少ない。

H3 と H4 との比高は、朽木溪谷付近までは、下流に向つて大きくなる傾向があり、これより下流部ではほぼ一様に 10m 土である。

iii) 高位段丘群 (H) の形成過程

H1 のところで述べた厚い堆積層は如何なる原因で生じたものであろうか。それを考察するには、未だ資料が充分でない。ただ言えることは、安曇川が、当時、朽木溪谷付近を境として、全く別の河系に属していたとは考えられないということである。

このことは、次の 3 点から推察される。すなわち、1) 朽木溪谷付近の谷の巾、深さ、方向からみて、以前から存在した偶然的な凹部とは考えられないこと。2) H1 段丘堆積物の粘土層、砂礫層が、この谷に沿つて北方にのびて分布する。3) 古琵琶湖層群の分布が、この谷に向つて下荒川西方面まで伸びてきており、これは以前の谷に沿つての堆積と考えられる。

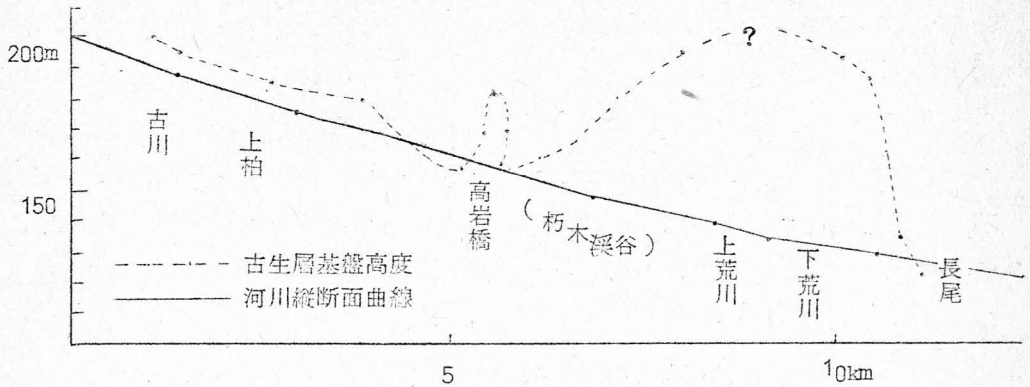
このように考えてみると、安曇川は、この堆積作用が起る以前においても、現在同様、比良山脈の西側を北流し、この朽木溪谷付近を通過して琵琶湖 (古琵琶湖) に注いでいたとみるのが妥当であろう。

ところが、中流部すなわち現在の朽木市場付近で、堆積作用が卓越するに至つた。すなわち、堰止め現象が発現したものと考えられる。

第 3 図は、古川付近から朽木溪谷付近にかけて、現安曇川流路沿いに、H1 段丘堆積物と古生層基盤との境界高度を、現安曇川縦断面曲線上に投影したものである。

この図をみてもわかるように、朽木溪谷付近で、古生層基盤 (旧河床面と考えても大きな間違いではあるまい) が異常に高くなっている。宮前付近と朽木溪谷付近の一番高い部分との高度差は 30m 以上ある。すなわち、朽木溪谷付近 (下流側) の方が 30m 以上も高くなつて

いるのである。



第3図 安曇川河川縦断面曲線と古生層基盤高度

これらの事実を考え合わせると、この堰止め現象を起させた原因として、朽木溪谷付近の隆起というものが推測される。そして、この隆起は単に朽木溪谷付近だけでなく、上荒川、下荒川と現在、峡谷部となつている地帯に起つたものと考えられる。

このために隆起部より下流では、流量が次第に減退し、安曇川下流部の下刻能力は衰微する結果となつた。しかし一方、隆起部の下流側及び下流部で隆起部に接する付近では、河床勾配が増大することによつて、局部的な侵蝕の復活が起つたものと考えられる。

この隆起の速度が極限に達し、その後減少の過程に移つてゆくと、堆積により上流部の河床が、漸次上昇していつた。また、いるために、その直上流の滞水は、段々あふれだし、下流へと流出するようになる。このあふれる水は、この堰止めている部分を切断させるエネルギーを供給する。よつて、隆起量が減少するに従つてあふれて流出する水は、増加し、増加することによつて、この部分の切断は、一層促進されることとなつた。またこれより下流部においては、流量が増大することによつて、下刻作用が再び優勢となり、それまでの河床は段丘化してゆくこととなつた。

一方、これより上流部においては、滞水が排水されることにより、水面は低下し、底面が現われ、堰止め部の河床が、さらに低下することによつて、下刻作用が再び活発化し、上流に向つて新しい谷を性急に刻んでいつたものと考えられる。

このようにして、田が完全に段丘化していつたものと推察される。

ところが、この下刻作用が、未だ上流に向つて波及しつつある時期に、下流部より侵蝕の

復活が起つた。これは琵琶湖の湖面低下が原因であるように思われる。すなわち、安曇川流域のH₂は、饗庭野東側の平坦面につづいている。この面は安曇川の旧河床とみるよりは、琵琶湖の湖岸段丘面としてみた方が妥当であるように思われるからである。

この湖面低下量は、H₂とH₃との段丘面の比高から察して10m程度のものでなかつたかと思われる。

この湖面低下による安曇川の侵蝕の復活は、たちまち上流に向つて波及し、1～2の支流の形成をも促すこととなつた。また、朽木溪谷より上流部では、先の堰止め部切断による回春と、今回の湖面低下による回春とが合成され、下刻能力が一層強化されたものと思われ、それがH₁—H₂—H₃の段丘面の比高に反映されているものと考えられる。

かくしてH₄が段丘化し、さらに後、2度の湖面低下が生じ、H₃が、次に、H₄がそれぞれ段丘化していつたものと考えられる。各湖面低下量は、やはり、H₃—H₄、H₄—L₁の比高から推して、前者は、10m程度、後者は、25～30m程度のものでなかつたかと思われる。

2) 低位段丘群(L)

低位段丘群の分布は、第2図のように、古川付近より下流・井ノ口付近まで、ほぼ連続してみとめられる。

低位段丘群(L)は、H₄より下位に発達する2つの段丘L₁、L₂を指すものであるが、長尾～上荒川間においては、L₂と現安曇川河床との間に、河床より比高2～25mをもつて、さらにもう1段、段丘が確認される。上荒川より上流部では、これは顕著ではないし、長尾より下流部では、現河床に移行するようで、これは現在、現河床の一部が段丘化しつつあるものとして、一応河床に含めることとする。

1) L₁について

L₁は、第2図をみてもわかるように、上流古川付近(古川よりさらに上流へも追跡可)から、下流井ノ口付近まで連続的に分布する。また、北川流域さらに北川の支流・麻生川の谷にも、これに対比される段丘が発達している。

朽木溪谷より上流部におけるL₁—この地域におけるL₁は、兩岸いずれにも発達し、面の保存もよく、段丘として一番目につくものである。

左岸のL₁は、古生層の岩盤を不整合におおう段丘堆積物としての砂礫層からなり、右岸のL₁は、H₁段丘堆積物の粘土層を基盤とし、その上に不整合にのる砂礫層からなっている。

一般に左岸のL₁段丘砂礫層は、右岸のL₁段丘砂礫層よりも、相対的に礫の占める割合が

大で、構成礫の礫径も大きい。また、sorting も非常に悪い。一方、右岸の L₁ 段丘砂礫層は、かなり sorting がすすんでおり、厚さ 3 m 程度の層内に、砂礫、小細礫層、砂礫層、粘土質層等の層相分化が、かなり明確によみとれる露頭もある（宮前付近）。

左岸の L₁ 段丘堆積物は、砂、礫で構成されているのであるが、くはの橋、上岩瀬、明護坂下、下市北方、野尻、高岩橋西方等で観察したかぎりにおいて、すべて礫質で、径 5 ~ 15 cm の円礫（垂円礫もみられる）が多く、径 15 cm 以上の礫も相当含まれている。砂礫層の厚さは段丘差でみるかぎりにおいては、2 ~ 4 m 程度あるが、段丘面の傾向から察して、流路からはなれ、河岸の山側に近づくに従ってかなり厚さを増すものと予想される。すなわち、左岸の L₁ 面は、段丘面としては、かなりの急傾斜をもっており、これは、河岸壁に刻まれた支流による扇状地堆積の為であると考えられるからである。

右岸の L₁ についても、左岸の L₁ 面とほぼ同様な傾向は認められるが、左岸ほど顕著ではない。

右岸と左岸で、このように変化がみられるのは、両者における支流形成条件の違い、すなわち、両者の地形、地質の差異（左岸では、古生層からなる比高 100 m 近い急斜面が、河岸壁となっており、右岸では、安曇川流路と古生層の山地との間に、広い H₁ 段丘面が存在する）の反映と思われる。

朽木溪谷～下荒川間における L₁ — この地域の L₁ 面の分布をみると、上流から下流に向って左岸—右岸—両岸というふうに面を残している。これら L₁ 面が、ある一定傾向の位置にのみ保存されているということは、この付近における安曇川流路の meander と深い関連をもっている。すなわち、滑走斜面側にのみ段丘面が保存されているのである。

この地域の L₁ は、一般に古生層を基盤とし、それを不整合におおう段丘堆積物としての砂礫層よりなる。

上荒川対岸の面の最上流部付近では、L₁ 段丘砂礫層は、層厚約 3 m で、上層部が砂質、下層部が礫質で、径 5 ~ 15 cm の円礫が中心で、最大礫径 30 cm。上層部の砂質部には、小細礫が、帯状、レンズ状に集中している。

下荒川付近における L₁ 段丘砂礫層の基盤は、一部、粘土層が古生層の岩盤にとつかわっている。粘土層は、古琵琶湖層群に属するものと考えられる。L₁ 段丘堆積物は、礫質で、相岩谷口を中心に層厚、礫径に顕著な変化がみられる。すなわち、下荒川部落南方のバス道路わきの露頭では、層厚 15 ~ 2 m、径 5 ~ 15 cm の円礫が中心（最大礫径 25 cm）。下荒川部落東方、相岩谷右岸近くの露頭では、層厚 5 m 十、径 5 ~ 20 cm の円礫が中心（最大礫径 35 cm）

下荒川部落東方、相岩谷左岸の露頭では、層厚4 m、径5～20cmの円礫が中心（最大礫径35cm）。と、このように変化する。

これらのことから、当時、この下荒川付近における砂礫の供給の中心は、安曇川本流というよりはむしろ、相岩谷にあつたものと考えられる。

下荒川より下流部におけるL₁——この地域において、L₁は特徴的な分布形を示す。すなわち、奥山付近を頂点とする三角形のL₁面の存在であり、そして、この面が、他に類をみないほど大きなものに発達していることである。

この奥山のL₁の段丘構成物は、砂礫層で、その層厚は、10m以上、基盤は未確認ながら古琵琶湖層群と思われる。構成礫の大きさは、清水谷下流、天川谷下流付近では、径15～25cmのものが中心で、最大礫径35cm。調査不充分のため、満足ゆく検討はできないが、面の形状、構成物質の特徴から推して、一ノ瀬川が形成した扇状地と解して間違いないように思われる。

奥山のL₁面は、対岸中野部落南方の標高130 mの面につづき、この面は、三重生部落西方で終る。しかし、左岸井ノ口の北の段丘面が、これに対比され、井ノ口北の面は、養庭野の東側に存する琵琶湖の湖岸段丘に移行する。

中野～南古賀間の露頭では、L₁は古琵琶湖層群を基盤とし、それを不整合におおう層厚約5 mの砂礫層（礫質、径5～20 cmの円礫が中心、最大礫径30cm）からなる。井ノ口部落西方の露頭では、同様に古琵琶湖層群を基盤に、厚さ約5 mのL₁段丘砂礫層（礫質、径10～20cmの円礫が中心、最大礫径30cm）がのつている。

中野より下流部におけるL₁面は、一部を除き、一様にほぼ平坦である。その一部というのは、太山寺付近から中野へてくる谷の谷口付近、及び、的谷の谷口付近で、やはり扇状地的な形態を示すが、それほど顕著ではない。

以上、L₁について上流から下流へと地域を分けて述べてきたが、全体として、その特色を整理するならば、L₁面は、一概に平坦とはいえず、かなりの起伏を有しており、傾斜も他の段丘面に比べ急で、一様なる傾斜の方向をもたず、岩相の地域的变化と共に、各地域、地域の支流の作用を顕著に反映しているということがいえる。

ii) L₂について

L₂は、L₁について上流から下流へ連続的に分布し、L₁とは、比高10～5 mの段丘差によつて区別され、現河床より一般に比高5～10 mをもつて発達している。

L₂は、一般に下荒川より上流部では、古生層を基盤とし、それを不整合におおう段丘堆

積物としての砂礫層からなり、下荒川より下流部では、基盤が古生層から古琵琶湖層群にかわつてゐる。

第2表 各地点のL₂段丘砂礫層

	層厚(m)	中心構成礫径(Cm)	最大礫径(Cm)	岩相	基 盤
坊	25	10 ~ 15	25	礫 質	古 生 層
市場北方北川左岸	2	~ 10	—	礫質ながら砂の混入がみだつ	古 生 層
上 荒 川 南	3	10 ~ 20	40	礫 質	古 生 層
上 荒 川 東	3	10 ~ 15	30	上層部砂質中層部礫質	古生層一部琵琶湖層群
下 荒 川	2	5 ~ 20	25	礫 質	—
奥山清水谷出口	5 以上	10 ~ 30	50	礫 質	古琵琶湖層群
広 瀬 橋	2	~ 15	20	礫 質	古琵琶湖層群
下 古 賀 南	1.5	5 ~ 10	15	礫 質	古琵琶湖層群
蛇 谷 西	3	5 ~ 10	20	礫 質	古琵琶湖層群

L₂段丘堆積物の層厚、中心構成礫径、最大礫径、岩相、基盤について、各地点別に整理すると、第2表のようになる。

L₂面の形状は、L₁のそれに類似した傾向をもつ。すなわち、支流のつくりだした扇状地性の面の集合として保存されているものが多い。この点については、第2表の層厚、中心構成礫径の変化からも理解することができる。古川・朽木市場間の兩岸、一ノ瀬川、清水谷、天川谷、茶屋谷、太山寺付近より中野へでてくる谷等の谷口付近は、その傾向が特に顕著である。

iii) 低位段丘群(L)の形成過程

琵琶湖の湖面低下に伴う安曇川の回春によつて、H₄は段丘化した。この湖面低下量は、前回及び前々回のH₃、H₂を段丘化させたそれよりも、はるかに大きなものであつたと思われる。また、H₃が段丘化し、そしてL₁が段丘化するまでには、比較的長い時間の経過があつたものと考えられる。これは、H₄面とL₁面との比高、及び支流形成が飛躍的に活発化していることから察しられる。

よつて、H₄の段丘化後、安曇川の河川勾配が、一段落するところには、流域に支流がいくつ

も形成されており、また形成されつつあり、当時の安曇川の運搬する土砂は、これら多数の支流より供給されるものが多大であつたと予想される。すなわち、河川勾配が一応の安定状態に達すると、各支流から供給される土砂は、安曇川谷底平野内に一部堆積されるようになり、谷底平野内に、各支流の谷口付近を頂点とする小規模な扇状地が形成されるに至つたものと思われる。

ところが、下流より再び侵蝕の復活が起り、これら小扇状地は、河床の一部と共に段丘化し、L₁が形成されるに至つた。この侵蝕の復活も、琵琶湖の湖面低下に起因するものと思われる。しかし、量的について、それ程大きなものとは思われず、安曇川の河川勾配は、短時間の経過をもつて、再び安定をとりもどしたと考えられる。

この回春によつて、各支流は、さらに活発な下刻作用を営むようになり、土砂の供給も増大し、L₁面の形成と同様な過程で、新しい谷底平野内に多数の小扇状地を形成するようになった。

その後、再々度、琵琶湖の小規模な湖面低下が生じ、それに伴う回春によつて、これら小扇状地面及び河床の一部は段丘化し、L₂の形成をみたものと考えられる。

L₂形成以後、現在に至るまでの間に、L₁、L₂面形成と同様な過程のもとに、現安曇川谷底平野内に、支流から供給される砂礫によつて、扇状地が形成されている。特に長尾、下古賀部落ののつている面は、これに相当し、顕著なものといえる。

しかし、これらは最近の琵琶湖の湖面低下によつて、段丘化しつつあるように思われる。すなわち、下流部では、堤防によつて、安曇川の河道が固定されているためによくわからぬが、長尾の扇状地の扇端の一部は、安曇川によつて削られ、比高2 m 弱の差になつている。また、下荒川～上荒川間では、L₂の下位に河床より1.5～2 mの比高をもつて、小規模な段丘がみられ、長尾の扇状地面に対比されるものと思われる。

V 安曇川中・下流域の地形発達とその問題点

以上、未だ不十分な点が多いが、一応得た資料をもとに、次のような地形発達史を考えてみた。

- ① 古琵琶湖の縮小に伴つて、同湖に堆積した地層（古琵琶湖層群）は陸化し、湖岸段丘の構成物として存するようになった。安曇川は、花折断層線に沿ひ、朽木市場付近で、北川をあわせ、現流路とはほぼ同様なコースをとつて、この湖岸段丘を横断し、琵琶湖に注いでいた
- ② 安曇川の中流部・朽木溪谷～下荒川地帯で、隆起運動が起り、その上流・朽木市場付近で

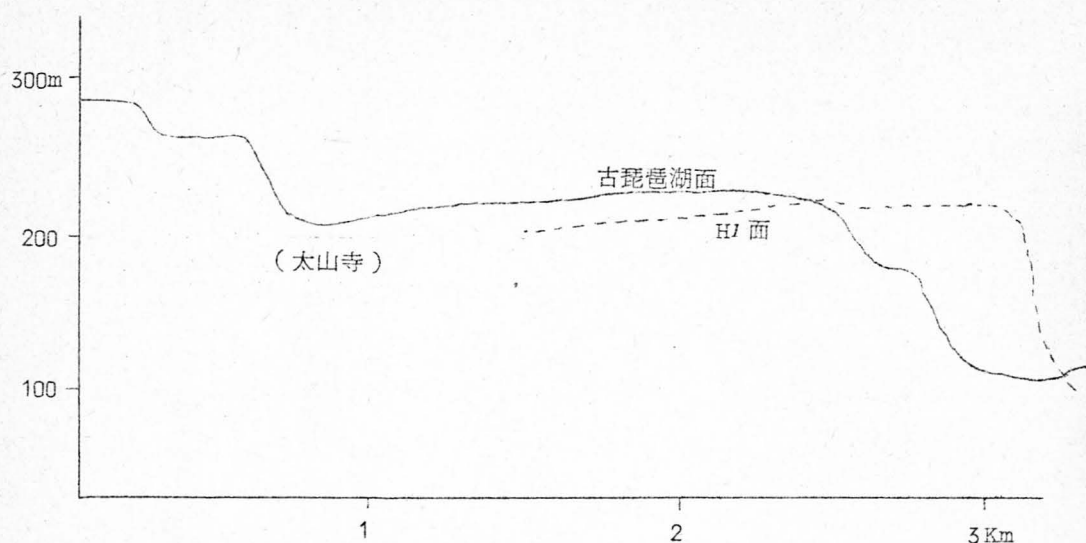
は、堆積作用が優勢となり、それより下流部では、水量の減少により一般的に下刻能力が減退するようになった。ただ、下流地域でも、隆起地帯の下流部及びその直下流の隆起地帯に接した部分では、河川勾配が増大することによつて、これまで以上に下刻作用が強く働くようになったことであろう。（朽木溪谷より上流部におけるH1段丘堆積物の堆積開始）

- ③ この朽木溪谷～下荒川地帯の隆起量が、安曇川の侵蝕量を上まわっている時期においては②の状態が続き、朽木市場付近を中心とする滞水地帯は拡大していった。ところが、隆起量に対し、相対的に侵蝕量がまさるようになると、この隆起部は、漸次、切断の過程に入り、それに伴つて上流の滞水は、排水されるに至つた。そのために、上流部で厚く堆積した地層（H1段丘堆積物）は陸化、さらに段丘化した。また、下流部でも、次第に流量が増大することによつて、下刻作用が再び強く働きだし、河床の一部に谷が刻まれ、河床の一部は段丘化していった。（H1の段丘化）

- ④ その後5回の断続的な琵琶湖の湖面低下が生じ、それに伴う侵蝕の復活によつてH2、H3、H4、L1、L2が段丘化した。3回目の湖面低下は、他の各回の湖面低下より量的にいつて、大きなものであつた。また、3回目の湖面低下と4回目の湖面低下との間には、かなり長時間の経過があつた。そのために、安曇川流域には、多数の支流が形成され、この支流のもたらす土砂が、安曇川谷底平野内に堆積し、小扇状地の形成をみた。そして、4回目の湖面低下に起因する安曇川の回春が生じたが、低下量はあまり大きくなく、まもなく安曇川の河川勾配は、安定状態をとりもどした。しかし、この湖面低下による回春は、各支流の発達を一層促進させ、本流への土砂の供給を増加させた。このため、再び、谷底平野内に数多くの新しい小扇状地が形成され、支流の中には、かなり巾広い谷を有するものも形成されるにいたり次の5回目の湖面低下による回春によつて、小扇状地及び本流の河床の一部とともに、支流の河床の一部も段丘化した。（H2、H3、H4の段丘化、支流形成の活発化、L1、L2の段丘化）

- ⑤ 5回目の湖面低下による回春以後、今日に至るまでに、安曇川の河川勾配は、一度安定状態に達し、L1、L2面の形成とほぼ同様な過程で、その間、谷底平野内に小扇状地群を形成した。しかし、以後、再び下刻作用が著しくなつたようで、上荒川～長尾間において、河床の一部が、比高1.5～2mをもつて段丘化しているのが認められる。

以上のような安曇川中・下流域の地形発達史を考えてみたのであるが、未だ、隆起運動の原因、及び実態、また、これと何らかの間連をもつと思われる泰山寺野の古琵琶湖面及びH1面の変形（第4回）という大きな問題が残されている。また、奥山付近のあの大きなL1面



第4図 泰山寺野の東西断面

の形成について、特に論じることとも安曇川流域の地形発達を検討する上に重要なことであると考えられる。しかし、残念ながら、今回の調査のみによつては、何ら資料を得ることができなかつた。今後の研究に期待するものである。

あとがき

この小論文は、筆者の学部卒業論文の要約である。紙面の都合により一部削除また文章表現上不明確な部分を一部書き改めた。

最後にこの研究を行うにあたり、卒業指導教官・古川虎雄教授、及び法政大学地理学教官の方々に指導して頂いた。多田文男教授には貴重な資料を提供して頂いた。末筆ながらここに深謝する次第である。

参考文献

- 中野尊正・古川虎雄(1951)：地形調査法 P105 古今書院
 堀江正治(1964)：日本の湖(その自然と科学) P164 ~ 187 日本経済新聞社
 松下 進(1962)：日本地方地質誌・近畿地方(増補版) 朝倉書店
 井上重一(1931)：滋賀県高島郡中部地質概報 地球XVI 6 P409 ~ 420

- 市原 実(1964) : 琵琶湖の生いたち 科学の実験 15、8、 P675 ~ 683
- “ (1966) : 大阪層群と六甲変動 地球科学 85。86 P12 ~ 18
- 小谷 昌(1957) : 琵琶湖の湖底地形(予報) GSI Jour
地理調査所時報 No21 P12 ~ 16
- TAKAYA・K(1963) : Stratigraphy of the Paleo - Biwa Group and the
Paleogeography of Lake Biwa with Special Reference to the Origin of the Endemic Species in
Lake Biwa. Mem.Coll.Sci.Kyoto Univ.Ser B,
Vol 30 No.2 P81 ~ 119
- 中村新太郎(1928) : 花折断層の予察、地球 X。5 P327 ~ 335
- 堀江 正治(1961) : 琵琶湖周辺の古琵琶湖層とその古陸水学的意義 科学31。6
P324 ~ 325
- 山崎直方・多田文男(1927) : 琵琶湖付近の地形と其地帯構造に就いて 震研報 II 2
- 山崎直方・多田文男 : 琵琶湖北部地帯の地形学的断層構造(摘録)
地球 Ⅷ 1 P73 ~ 75

(筆者は昭和41年度、学部卒業、現在大学院修士課程在学)