

下北半島西部の地形発達史

—特に野平盆地について—

佐々木 修

I 序

東北地方には、第三紀以降の構造運動により生じたと考えられる鬼首盆地などのような旧湖盆が分布している。そのうち、第四紀に湖沼があったと思われる下北半島の野平盆地をとりあげ、地形面の分類及び対比を行ない、更にこれらの地形面から、湖沼の形式、堆積環境、並びに下北半島西部の構造運動を考察し、地形発達史を考えたので、ここにその概略を報告する次第である。

調査方法は、野外観察に主眼をおき、室内作業による空中写真の判読、地形図の読図等を、あわせて行なった。

II 地形・地質の概観

野平盆地は、下北半島西部に位置し、長径約5Km、短径約4Kmで、北西方向に長軸を持つ楕円形の形態を示している。

地質については既に、先学（参考文献3）によって調査されており、地質図が作成されているが、盆地内の地形及び地形発達史に関する詳細な記載は、まだ行なわれていない。

盆地を取り囲む山系のうち、北東部は急峻、南部のものは緩やかな丘陵状を呈している。前者は倉山（720m）を最高とし、流紋岩や砂岩や古生層などから成る高度600m前後の山地で、後者は高度500m前後の山地で、主に石英安山岩や凝灰岩から成る。

又、北東部の山地は、ほぼ同一高度をもって連なっており、この山地西麓から南麓にかけてNNW方向の断層が南東部の秋山付近においてENE方向の、新三郎沢上流ではNNW方向の断層のある事が先学（参考文献3）により調査されている。

以上述べてきた周辺山地にかこまれた盆地底には、広く、葉理の発達した粘土層や砂層などの互層からなる湖成堆積物が分布し、これらの湖成層は、福浦川、大利家戸川流域においては、段丘堆積物によって切られている。

水系は、福浦川が盆地北部の縫道石山の東麓から南流し、北西部の丸山東麓から南流し盆地西部で東流する大利家戸川と合流し、東流する。この2つの河川が野平盆地における大きな河川であるが、他に半太郎沢、四家戸川、新三郎沢など諸支流は、周辺山地から求心状に流れ、前述の福浦川、大利家戸川の合流点付近で、1つになる。これらの諸支流のうち、南部、西部のそれは、いずれも比較的緩やかではあるが、東部から北部の諸支流は急峻で、所々で滝をかけている。これら合流した河川は大川目川となって、盆地の東壁を破って、畑に至り、湯の川と合流して川内川となり、陸

奥湾に注ぐ。

段丘のよく発達しているのは、主に盆地の中央部から西部で、特に、野平西部落から半太郎沢下流付近にかけて著しい。また盆地の東部、福浦川と大利家戸川合流地点から東に約1Km付近に基盤岩が観察される。

その他、大利家戸川左岸の中央部、大川目川左岸などの一帯に段丘が広く発達している。

Ⅲ 地形面の区分・形態・構造

野平盆地に分布する段丘は、比較的よく保存されており、近接する地域との対比は、形態、堆積物、ともに可能である。ここでは便宜上、上位面から

第Ⅰ面	340～280m
第Ⅱ面	260～220m
第Ⅲ面	190～170m
第Ⅳ面	170～160m

と4つに区分した。各地形面の分布は第1図に示す通りである。(なお、地形面は、分布、高度形態、連続性、開析状態、堆積物並びに堆積状態などに基づいて分類を行なった。)以下、それぞれの地形面について述べる。

第Ⅰ面

直接山地にアバットしている平坦面や、北西部の丘陵状を呈す地形面で、やや開析されているが、未だに明らかな平坦面を残している。標識的には盆地北西部の地点①～⑩、北東部の地点⑪～⑰、南部の地点⑱に発達している。

これらの地形面を構成する堆積物は、ほとんど見られない。しかし⑩付近の露頭では、4～5mの厚さの亜円礫～円礫(礫径7～12cm)よりなる礫層が見られるが、風化が著しい。③付近南方では白色の凝灰岩を基盤とした面が広がっており、④付近においては、それらが河成の砂礫層(厚さ約6m)によって切られている。①、③に続く平坦面は牛滝川右岸の高度300mの地点において著しく発達し、牛滝川の支流、揚ノ沢は、北西方向に開析を進め、この⑩付近の平坦面を二分するように流れる。

牛滝川は、南東流しさらに南西流する揚ノ沢と北流する石山沢が合流して津軽海峡に向って北西流する約3Km程の河川である。この特異な流路形態の生成原因は、付近の構造運動と関係があると思われる。すなわち、現在の牛滝川にそって断層運動が起った後、さらにNNW方向の断層が起り、現在の様な流路形態が形成されたと思われる。揚ノ沢には7つ程、滝が見られるが、石山沢においては、見られない。

なお、この面において地点①～⑭、⑯、⑳は南東方向に最大傾斜を示し、㉑においては、南西方

向に、⑭では南西、⑰では南東方向にそれぞれ最大傾斜を示す。(第1図)

これらの面は、下北半島西部に、わずかに残る段丘面に連らなると考えられ、津軽半島のI段丘(参考文献4)、下北半島東部のI段丘(参考文献5)に対比されるものと考えられる。

第II面

上位の第I面より明らかに一段低く、大利家戸川と福浦川に沿ってほぼ盆地全域にわたって分布し、盆地内の地点⑳～㉓、㉕、㉖に特に広く発達している。

分布高度は㉑付近で標高240m前後、㉒、㉓付近では約180mであって、第I面とは40～90m、現河床とは約30mの比高で境されている。段丘面と段丘崖との境界は、㉑、㉒を除いて明瞭であり、㉓付近では開析がやや進んでいる。

段丘巾は、㉒で約1.5kmにも及び、北東部の㉕～㉖～㉗にかけては、段丘高度を増すに従い、段丘巾がせまくなって行くのが観察される。

これら段丘を構成する堆積物は、葉理の発達した粘土層と砂層の互層であり、㉒付近ではこの堆積物が福浦川水面まで約1.1kmの厚さで発達している。これらの堆積物の上位には、平均して、こぶし大の垂円礫～円礫をのせ、この礫層は風化度や凝固度から判定して割合新しいと思われる。

地点㉑～㉒には上下2段の段丘が発達しているが、そのうち高位のものは南東に最大傾斜を示しながら1～6mの段丘礫層をのせている。㉓付近では礫層が6～8mにも及び、第II面の中で最も発達した段丘の西の境となっている。一般に東部地域にある礫ほど粒径の小さいものが多く、粒形、粒度、共に不規則である。

又、㉕～㉖にかけては、㉓付近の段丘と同じ構成物でありながら開析は著しく、起伏に富み、㉓の面より明らかに10～20m高くなっている。

また㉓より6～8m低下位面は、㉕～㉖にかけてよく発達しており、構成物は、ほぼ同じであるが、シルト層がよく発達している。

㉕、㉖付近では、最上部に垂円礫～垂角礫がのっているのが観察されるが、これは、付近の山地からの崖錐堆積物と思われる。

第III面

大利家戸川・福浦川の合流地点付近に分布する低位の段丘で、第II面とは13～21m、現河床とは14mの比高を有する。段丘面と段丘崖との境界は、比較的明瞭である。

これらの段丘の堆積物は特にシルト層や、砂層からなり、これらの互層の間に、植物の化石が発達しているのが観察できる。これらの湖成堆積物の上位には、比較的粒度の小さい垂円礫～円礫がのっている。(礫層の厚さは約1m、礫径は最大でこぶし大)

第IV面

大利家戸川・福浦川沿いに分布する低位の河成段丘で第Ⅲ面とは5～16m、現河床とは3～8mの比高をもつ最も新しい地形面で⑩～⑲～㉑に最も広く発達している。これらの段丘を構成する基盤は、湖成層が主で、大川目川左岸の場合、湖成層（シルト・砂などの互層）を基盤とし、少量の砂層を下部にもった礫層（2～4m）から成る。特に、⑲から福浦川上流に上る事、1.5km付近まで、このような構成物による地形面が続く。

Ⅳ 旧野平湖盆の堆積環境

以上、野平盆地の地形面を区分したが、最上部は湖成堆積物の中心岩相と思われる葉理の非常に発達した粘土層、砂層と、これとインターフィンガーして続く礫層から成る事がわかる。

このうち、前者の粘土層、砂層、シルト層は、植物遺体や、葉理の発達状態、堆積状態などから判断して、湖成層の範囲に入れて、考えてみる。

そこで、野外観察による地形・地層学的な資料に基づき、旧野平湖盆の形態を推定すると、粘土層と礫層のインターフィンガー帯より、旧野平湖の汀線を考えれば、250m前後、砂礫層の一部も湖成層に入ると考えて、260～270m前後にあったと考える。（最高位270m、消滅時180m前後）

この事から旧野平湖盆の形態は、ほぼだ円形～ひとで形と考えられ、最深点は⑩付近で、水深100m前後の時があったと推定される。

Ⅴ 構造運動について

湖成層の分布高度や縦断曲線上にあらわれた段丘面の連続性から（第3図）、盆地内にある段丘と北西部に存在する段丘とを比較する一方、各段丘面の最大傾斜を測定すると（第1図）、北西部の隆起、南東部の沈降運動が、考えられる。

即ち、湖成層中の粘土層は、盆地北東部で250m前後、南西部では190m前後に見られ、60m前後の高度差が生ずる。

又、ハンドレベルによる段丘面の傾斜方向を測定すれば、⑳は東に、⑭、㉑は南東に、⑱、㉒、㉓は北東に、㉔は南に、㉕、㉖付近では北、もしくは北西に最大傾斜を示している。

以上の事から、第Ⅱ面形成期を通じて、盆地北西部に隆起、盆地南西部に沈降の傾向があった事が推定される。

Ⅵ 地形発達史

以上の現地調査をもとにして、地積湖盆の原形の成因を考察すると、第三紀に受けた構成運動の結果によるものであり、その後、一連の粘土層、砂層やシルト層などの堆積があったと考えられる。湖沼が、安定状態のもとで形成された後、周辺山地の隆起がはじまり、（特に盆地北部の隆起運動が激しく、）湖成層である第Ⅱ面は、陸上にあらわれ、侵蝕が始まったと考えられる。（なお、湖

沼の形態は、初期には、長径4～5Km、短径3Km、北西に、長軸方向をもつた円形をしていたと考えられる。)

しかし、低地は、依然湖沼を形成しており、形態は、南西、北東方向に長軸の円形を呈していたと考えられる。このような湖には、中心に泥岩層、外縁部は砂礫層が諸支流の発展段階や湖岸の地形に応じて、三角州上に堆積が進行する。その後、隆起は維持され、堆積物の増加と、福浦川、大利家戸川の下刻により、湖は縮少し、形態は2～3Km程のひとて型を呈していたと思われる。

水位は、初期において260m、末期で、180mくらいと思われる。

さらに、水位の低下に伴ない、堆積面は開析され、その後、第三面、第四面が形成され、なお、福浦、大利家戸両河川の下刻作用により、盆地東部に低湿地を残して、湖は完全に消滅した。

VII 結語

1. 野平盆地には、I～IVの4つの段丘面が存在し、分布などは第1図に示す通りである。
2. 段丘高度の変化、その他の地形的特徴から野平盆地の地盤運動は、盆地北西部に隆起の傾向があると思われる。
3. 旧野平湖の水位は最大時で260m、消滅時で180m、水深100mくらいであったと思われる。

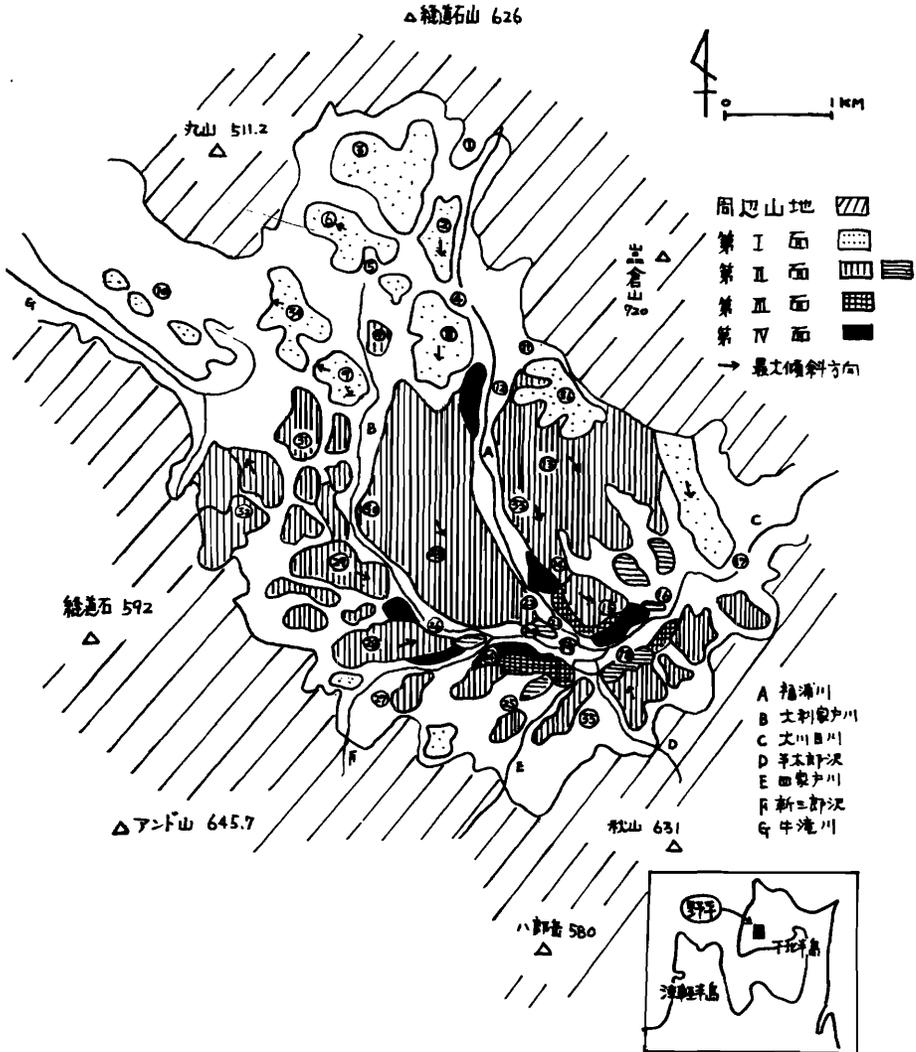
本稿作成に当り、御指導を頂いた水野先生、現地調査に際して助言、御指導をいただきました八戸工専の堀田先生、資料収集に便宜をはかって下さいました教養部の今井先生、さらに現地で、お世話いただいた丸井幸悦氏ほか、多くの方々に対し、厚く御礼を申し上げます。

参 考 文 献

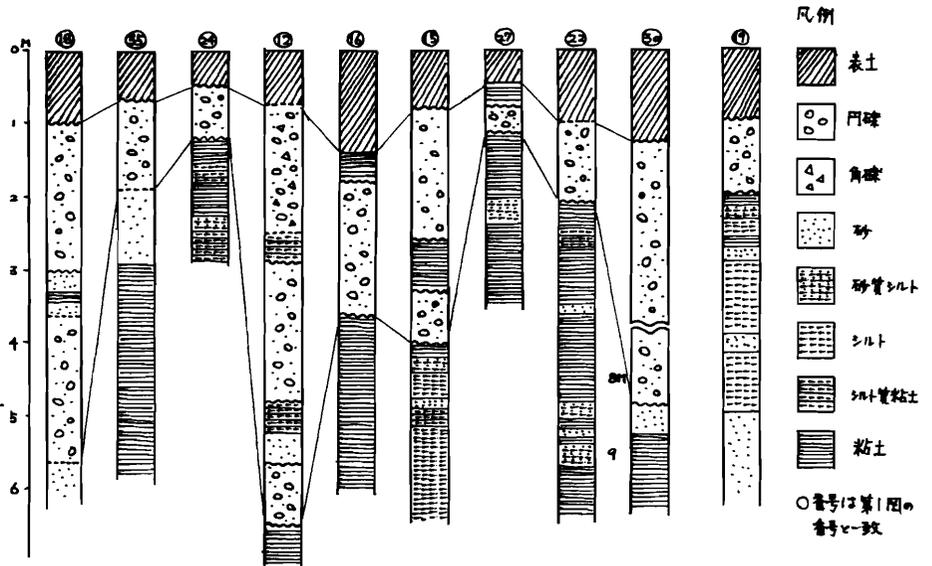
- 1) 佐藤伝蔵(1953): 下北半島 地学雑誌
- 2) 青森県(1972): 青森県の地質
- 3) 通産省金属鉱物採鉱促事業団(1967、1968、1969): 広域調査報告書(下北地方)
- 4) 長谷浩明(1963): 津軽半島の海岸段丘について 東北地理
- 5) 大矢雅彦 市瀬由自(1956): 下北半島北東部の海岸地形 資源科学研究所彙報
- 6) 鈴木養身 桑野幸夫(1965): 下北半島西部の第三系

下北半島開発に関する総合研究 資源科学研究所

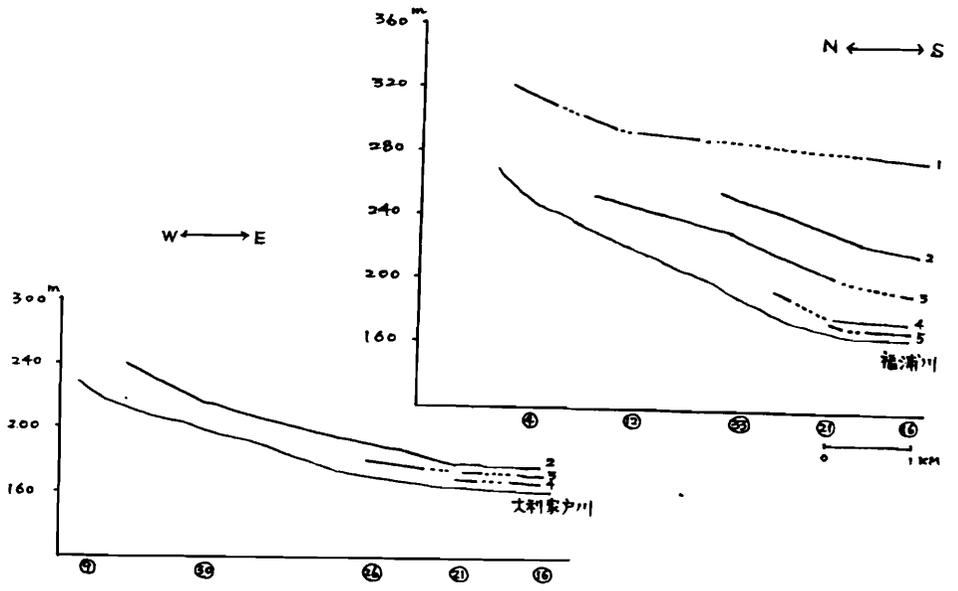
第1図 野平盆地の地形区分



第2図 柱状図



第3図 野平盆地における河川の縦断曲線及び各段立面高度



1: I面 2: II面 3: III面 4: IV面 5: V面

④、⑤... 第1図参照