白石川上流峠田岳周辺に見られる 土石流性の緩斜面について

浅野 隆

白石川は阿武隈川の支流で、奥羽山脈に源流の谷頭を持ち、山脈を横切る形で東流する河川のうちで、宮城県内では最南端の河川である。宮城県と福島県の県境を挟んで福島県側には、同じ阿武隈川の支流で、福島市付近で本流に合流する摺上川が流れている。両県の県境は、両河川の上流部では分水界ではなく、やや摺上川流域に入り込んでいる。

分水界はなだらかな山地であるが、この分水界上には、石英安山岩で構成されている峠田岳(1,081.7 m)・五郎山(904.9 m)・大頭山(857.3 m)、流紋岩で構成されている弥太郎山(816.1 m)・万歳楽山(893.3 m)などの山体が突出している。峠田岳はこれらの中では最も大きな山体を持っている。

峠田岳の北西部では、白石川に面して山地高度が低くなって小起伏地になっており、小起伏地の尾根の間には緩傾斜地が観察される。緩傾斜地は一連の広がりを持つ地形単位と考えられるので、以下単に緩斜面と呼ぶことにする。

第1図 峠田岳位置図

緩斜面は一般に崩壊性地形(羽田野 1974)と総称される地形の類型に属するものと考えられ、また後述するように最近の形成によるものではない。小論は奥羽山地の非火山地、いわゆるグリーンタフ地帯における崩壊性地形の1例として、宮城県七ヶ宿町峠田付近に見られる緩斜面について報告し、成因について考察するものである。

1 峠田岳周辺の地形

峠田岳の山体は周辺の定高性のある山地から突出しており、山体からは北と南へ尾根が発達している。これらの尾根は、峠田岳とは明瞭な傾斜の変換点で区別される。変換点の高度は、白石川流域では白石川に近くなるほど低くなっており、700~600 mである。尾根の頂部はこの高度からしだいに高度を減じながらもほぼ定高性を保ち、末端の高度が600~500 mになって終る。

白石川流域の尾根に対して、摺上川流域の尾根は傾斜の変換点の高度は800 m付近で、白石川流域の高度と比較すると約100 m高くなっている。峠田岳を中心とした地形の断面図は第3図に示した。

峠田岳の南西部の分水界付近には、峠田岳から傾斜の変換点を持って、高度800 m付近から650 m付近まで続いている斜面が見られる(第2図)。この斜面は開析が比較的進んでおらず、周辺の尾根の頂部を連続させて想定される面と一連のものと思われる。

峠田岳の南北へ発達している尾根頂部の形は対照的で、摺上川流域の尾根頂部は幅がやや広くゆるやかな丸味を帯びているのに対して、白石川流域のものは鋭くやせている。

峠田岳の南側は、摺上川の支流観音堂沢の谷頭であるが、沢に対して広い集水域をなし、急斜面・急崖を形成している。白石川流域では、峠田岳は、放射状に開析されている。

峠田岳のように突出した山体を除けば、周辺の山地は、奥羽山地の基盤である花崗閃緑岩、第三系中新統の凝灰岩類、そして白石川源流分水界付近の変朽安山岩などで構成されており、良く開析された山地地形を

第2図 峠田岳周辺の地形

第3図 峠田岳周辺の地形断面図

示している。

白石川は源流谷頭の分水界直前まで谷底平野を伴っている。この谷底平野は境沢付近まで続き、境沢付近から下刻されて段化し始め、滑津付近にある、白石川流路を通じて最大の遷急点二階滝（滑津大滝）付近からは、河岸段丘として明瞭になる。白石川の河床高度は、峠田付近で450 m、境沢付近で420 m、滑津付近で390 mである。

小論で扱う緩斜面は、定高性のある尾根の間から、白石川の流路の間に見られる。

白石川全流域を通じて、支流の一部は蔵王火山の火山性山地を流れているが、本流は奥羽山地の非火山山地を横切って流れている。

2 緩斜面の存在と形態

峠田付近の白石川右岸には、流路に面して段丘崖状の急斜面が観察される。急斜面の谷底平野からの比高は、15～8 m程度で、下流に向かう程高くなる傾向があり、境沢付近では20 mに達する部分もある。しかし、場所毎の比高の違いも大きい。これらの急斜面の背後には緩斜面が続いている。緩斜面の広がり峠田付近に見られるものが最も広く、峠田付近から流路に沿って、下流の境沢、滑津付近まで観察されるが、滑津付近に見られるものは分布が断片的で狭い。

峠田付近の緩斜面は、峠田岳からの谷に沿って上流から続き、下流部では尾根の間を埋めるように広がっている。緩斜面の分布は第4図に示し、峠田付近の緩斜面の詳細は第5図に示した。

緩斜面は峠田岳に谷頭を持つ谷に生じており、第5図に示したように、谷からの堆積物の流下によって形成されたように考えられる。個々の谷からの中心部はやや高くなっているが、隣接する面との接合部はやや低くなっている。峠田付近ではこれらの面が合流した形で緩斜面を形成しており、表面はほぼ一連の面として観察される（写真1）。滑津付近では、緩斜面は谷の流路によって分断され、流路に面して傾斜している部

第4図 白石川峠田付近地形分類図

分が見られる。また、谷の出口にのみ緩斜面が見られ、谷に沿っては緩斜面がみられない部分もある。

緩斜面は白石川の流路付近まで緩傾斜で続き、峠田付近の表面の傾斜は末端部で約5度であるが、上端や広がり小さな緩斜面では、傾斜はやや大きくなっている。第3図に示したように、周辺の山地に比較してかなりの緩傾斜である。

この緩斜面は、背後の山地地形との関連から、ひとつの地形単位とみなすことができる。このような緩斜面は、白石川流域ではこの地区にのみ観察される。

3 緩斜面の構成

峠田岳の山体は前述のように石英安山石で構成されている。峠田岳周辺は第三系中新統の凝灰岩・凝灰質砂岩で構成されており、尾根部は凝灰質砂石である。白石川は境沢付近から滑津付近にかけて、凝灰質砂岩の下に来る同じ中新統の凝灰質角礫岩を下刻している。

尾根部の凝灰質砂岩は成層しており、この上に石英安山岩の角礫が乗っている(写真3)。礫径は1mを越すものから小礫までさまざま、表面にある礫は比較的新鮮であるが、基盤の砂岩との境界部にみられる礫は表面が風化している。尾根部の礫層の厚さは一定しておらず、5m以上の厚さを示しているところも、薄いところもある。峠田岳の山体に近い尾根斜面も全体に礫で被われている。

緩斜面の表面は、写真1のように礫の見られないところも、写真2のように礫が露出しているところもあ

る。これは表面の土地利用の違いで、畑として利用されている場合は、表面に礫は見られないが、水田として利用されている場合には、表層の礫が掘り出されて積み重ねられており、写真2のようにになっている。裸地の場合は、表面に礫が散在している。裸地では赤褐色の土壌によって、耕作地では黒色の土壌によって被われているが、緩斜面全体は、砂によって充填されている石英安山岩の礫層、いわば砂礫層と呼ぶべきもので構成されている。これらの砂礫層は、明らかに、基盤の凝灰岩類、凝灰角礫岩とも別のものである。

緩斜面の礫はほぼ角礫で、尾根に近い部分では稜のはっきりした角礫が多く、白石川沿いの緩斜面末端部では、稜は丸味を帯びている。礫径は、峠田岳に近い程大きくなるように思われるが、緩斜面の中間部付近の表面では、長径2mの礫もあり、末端部においても長径3mに達する程の礫も見られる。一般には50cm程度の礫でも礫としては大きい部類に入る。礫は比較的新鮮なものが多く、風化の程度は径20cm程度の礫で、表面が2~1mm程度、黄白色の風化変色がみられる。表面の土壌に埋まっている礫も同じような風化の程度であるが、一部には著しい風化を示し、礫が細片化して表面が細粒に分解しているもの、あるいは砂状に分解しているものも見られる。裸地での赤褐色の土壌には石英粒が含まれており、石英安山岩の風化分解によって生じた石英粒と思われる。

峠田付近の高さ7m、長さ40mの露頭の観察では、基盤は見られないが、下部から、最大長径2~1m程度の礫をもつ礫層、その上に、砂、あるいは粘土の、厚

さ 80~60 cm のレンズがあり、その上に最大長径 60~50 cm 程度の礫をもつ礫層がのっている。礫径は 20~10 cm 程度のものが多いが、径 50 cm 程度の礫が

集中しているところも見られる(写真4)。これらの上に、赤褐色(7.5 YR 5/8)の砂質の土壌がみられ、上部の礫層を一部被っている。この土壌中にも 3~2 cm 程度の石英安山岩の薄片が含まれている。

境沢付近の露頭では、最大礫径は 2~1.5 m で、礫は全般に丸味を帯びているが、風化はあまり進んでいない。全体に乱堆積で段丘礫とは異なる(写真4)。

峠田付近では、緩斜面の西縁を限るように、大物沢が北流している(第5図)。大物沢沿いに基盤の凝灰岩が露出しており、大物沢に面して緩斜面も傾斜しているので、はっきりした砂礫層の厚さは不明であるが、約 6 m の厚さがある。この沢の左岸にも砂礫層が 8~5 m の厚さで見られることから、大物沢は緩斜面が形成された後に西縁を限るように下刻を始め、緩斜面の一部を断片として左岸に残したものと考えられる。大物沢沿いの緩斜面は一部流水の影響も受けたようで、礫層は密である。

緩斜面全体が砂礫で構成されているため、崖部が砂礫で被われ、露頭の数も多くはなく、基盤との関係も完全には把握することは出来なかったが、砂礫層の厚さは境沢付近で 15 m に達している。緩斜面の表面流に沿った小崖の露頭には基盤は見られないので、緩斜面の中心部の砂礫層は不明である。砂礫層が薄いところもあり、緩斜面を形成する谷筋の中心から離れた尾根の脚部では、砂礫層は耕作によって剥がされ、基盤の砂岩が露出しているところがある。また、末端の一部では表面がやや高まっているところがあり、ここでも砂礫層は薄くなっている。

緩斜面の耕作地には、黒色の土壌が発達している。付近の人の話では、砂礫層の厚いところ薄いところ、土壌が 2 m 近く発達しているところ薄いところと、場所によって変化しているということである。

緩斜面の構成は、白石川沿いの末端部ではやや礫が小型になり、砂が多くなる傾向があるが、全体に露頭

第5図 峠田付近の緩斜面の表面詳細図
(森林基本図より作図)

写真1 峠田付近の緩斜面表面、遠景は峠田岳と尾根

写真2 峠田付近の緩斜面，掘出された礫

写真3 尾根部の基盤と斜面堆積物

写真4 境沢付近の緩斜面の断面

が少ないので，堆積物の中には規則性を見出すことが出来ない。

緩斜面の末端部の観察では，基盤からの砂礫層の厚さには特に目立った変化は見られるわけではなく，表面も特に起伏はない。面として連続しているので，砂礫層の厚さは，おそらく基盤の地形によって異なっていると思われる。緩斜面の構成は模式的に第6図に示した。

4 緩斜面の起源と考察

緩斜面は峠田岳とその周辺にある尾根の地形と無関係ではなく，砂礫層を構成している礫は峠田岳以外から供給されたとは考えられない。同様に砂は尾根を構成する凝灰質砂岩起源のもの，一部は石英安山岩起源のものであろう。緩斜面は谷筋に沿って発達しており，傾斜が緩やかである。これらの特徴から，緩斜面は谷筋に沿って多量の砂礫の流下によって生じたものと考えることが出来る。

峠田岳に谷頭をもつ谷に沿って砂礫の流下が見られるところから，峠田岳からの多量の岩屑の供給が，重要な緩斜面の形成要因として認められる。詳細な流下

の機構は不明であるが，砂礫の流下には，岩屑の多量の供給が前提となり，砂質の地質が有利に働いたと思われる。砂礫の流下の際には水の供給として，かなりの降水があったものと推定される。

現在は緩斜面の表面は，表面流によって開析を受け，流路に沿って小崖が見られるが，全般に，表面形の保存は悪くはない。表面には新しい二次的な砂礫の流下は見られず，開析をうけているだけであるから，緩斜面を形成した砂礫の流下は現在は生じていないものと思われる。緩斜面を構成する砂礫層の中で，砂のレンズが礫の集中によって切られている部分があるところから，間欠的な砂礫の流下があり，それぞれ意味を持つ可能性があるが，一連の面として形成されているところからは，緩斜面はある時期の集中的な砂礫の流下によって形成されたと考えられる。

第4図に峠田付近の地形分布図を示す。段丘地形は

写真5 峠田付近の緩斜面の断面
礫の集中部分、礫径は最大 60 cm

第6図 緩斜面の模式断面図

- A: 砂礫層
- B: 凝灰岩類
- C: 凝灰質角礫岩
- D: 石英安山岩

前述のように、境沢、滑津付近から明瞭になる。段丘区分は、高度と面の連続で行い、便宜上高位からⅠ・Ⅱ・Ⅲ・Ⅳとした。このうち段丘Ⅳは、源流谷頭部に続く谷底平野である。緩斜面は白石川の蛇行による側刻で末端を切られ、段丘崖状の急斜面を形成したものと考えることができるから、緩斜面の形成時期としては、谷底平野の形成と同時期かそれ以前であろう。緩斜面の末端部が当時の白石川に対してどのような形に張り出していたかは不明である。境沢付近では基盤の高度が谷底平野よりやや高いところにあるので、緩斜面の形成時期からの河床の低下が考えられる。

また、滑津付近では緩斜面が破壊されつつあるが、これは白石川の遷急点の後退による基準面の低下によって生じたと考えることが出来るので、緩斜面の形成は、滑津付近へ遷急点が後退する以前とも考えられる。

峠田岳の摺上川流域では観音堂沢が谷頭を持ち、約 6 km 南流して本流に合流している。峠田岳を開析する白石川の支流と観音堂沢の河床高度には、ほとんど差は見られないが、観音堂沢の流域には緩斜面はない。おそらく、峠田岳は南に面して急な斜面であるから、つねに岩屑が運びさられており、一時期に大量の岩屑が供給されることはなかったのであろう。

なお、峠田近くの緩斜面には、縄文中期の土器を出土する壺の上遺跡の標識が立っている。

5 む す び

小論で報告した緩斜面は、平面形・表面の形態・構成物資から、明らかに、峠田岳からの谷筋に沿う砂礫の流下によって生じたものである。

Mass-Wasting の分類は sharpe の分類がよく引用され (たとえば Thornbury 1954), Flow 型のものである。水の含有率が多く、流動性の場合には、土石流、泥流、碎屑なだれと区分されているが、小論で取りあげたような実際の地形に対して、これらの区分のうち、どの型式の成因によるものと判定しにくい。緩斜面の広がりや構成物資から土石流扇状地 (渡辺 1961) に類似していると思われるので、小論で取り上げた地形を一応土石流性の緩斜面と結論づけておくが、奥田 (1973) によれば、土石流という用語は、一般的なもので、厳密な定義はないようであるから、他に適切な用語があれば、それに従うことにしたい。峠田岳周辺には、土石流が生ずるのに有利な条件があったことは

考えられるが、土石流の直接の原因は不明である。土石流は基盤の谷地形に沿って流下したものと考えられる。流下の時期は、白石川の段丘地形、上流の谷底平野の形成期との相対的な前後関係としては推定出来るけれども、それ以上のことは今のところ不明である。

緩斜面は現在形成中のものではなく、現在は表面流によって解析されつつあるので、形成後は長く安定していたものと思われる。羽田野（1974）の崩壊性地形の形成時期区分に従えば、小論の緩斜面は、形成年代、誘因とも推定による、古い崩壊性地形に相当するものと思われる。

小論をまとめるにあたり、有益な御助言と御指導をいただいた、東北大学西村嘉助教授、阿南工業高等専門学校寺戸恒夫先生に感謝します。

文 献

- 浅野 隆(1972): 白石川流域の地形 東北大学理学部
地理学教室修士論文 (MS.)
奥田節夫 (1973): 土石流 地理 18-9 9-15
羽田野誠一 (1974): 最近の地形学 崩壊性地形 (その
1) 土と基礎 22-9 77-84
渡辺 光 (1961): 地形学 383 頁 古今書院
Thornbury W.D.(1954): *Principles of Geomorphology*
John Wiley & Sons, Inc. N.Y. 618 ps.

Gentle Slopes formed by Earthflow at Mt. Togetadake in the upper stream of the Shiroishi River, Miyagi Prefecture

Takashi ASANO

Mt. Togetadake is a dacite peak on the main divide between the upper stream of the Shiroishi River and the Surikani River, in the Ôu Range. Both rivers are the tributaries of the Abukuma River.

At the northern foot of the Mt. Togetadake, in the drainage area of the Shiroishi River, gentle slopes are observed. These slopes spread along the valleis from Mt. Toetadake to the river bed of the Shiroishi River. Near Togeta, many slope joined and overspread as a

confluent slope, but near Nametsu, slopes are seen as a small slope in each valley. These gentle slopes are seen in this area only along the river.

Materials, underlying the gentle slopes, are dacite gravels and sand, and differ from the bed rocks, tuffaceous sand and tuff breccia.

Judging from its extent, materials and other conditions, these gentle slopes probably were made by earth-flow.