

## 北部フォッサ・マグナ能生海岸の段丘形成史と鬼舞地すべりの発達史

高 浜 信 行\*

The Development of the terraces and the Kibu landslides at the  
Noh coast in the northern part of the Fossa Magna, central Japan

by

Nobuyuki TAKAHAMA

( Abstract )

Noh district in the northern part of the Fossa Magna is famous for abundant distribution of landslides in Japan.

The purpose of this study is to investigate the development of the Kibu landslides accompanied with the change of the general base level during Late Quarternary at the Noh coastal region.

The change of the general base level is recorded as four step of terraces at the mouth of Noh river. Simplified profile showing the development history of the terraces are indicated in Fig.2 and at Table 1. The figure lead to the following interpretation of change of the general base level.

The 1st stage : formation of the Palaeo Noh Valley II at the 「Riss Glacial」 age, perhaps the general base level at this time would be lower than the present sea level.

The 2nd stage : deposition and filling up the Palaeo Noh Valley II as the general base level ascend during the post 「Riss Glacial」.

The 3rd stage : formation of the Terrace surface I at El. 70m\* ( 「Riss/Würm」 Interglacial age), during the stable period of the general base level.

The 4th stage : formation of the Terrace surface II at El. 40~45m\* ( the early stage of the Würm Glacial ), at the relatively stable period, during descending stage of the general base level at the Würm Glacial age.

The 5th stage : formation of the Palaeo Noh Valley I ( maximum Würm ). The general base level of this stage was El. -100~-140m around the Japanese Islands.

The 6th stage : deposition and filling up the Palaeo Noh Valley I and formation of the present Noh Valley as the general base level ascend at the Post Glacial age.

(\* These elevations do not indicate the absolute general base level ).

Landslides takes place as a process of erosion. It is controlled by the degree of development of the mountain slopes.

---

\* 新潟大学積雪地域災害研究センター

The mountain slopes would be affected by the tectonic movement and also by the change of the general base level.

The author discussed the development of the Kibu landslides firstly, from the viewpoint of the change of the general base level. Of course, this area have been deformed by the tectonic movement from the Riss Glacial age to the present, but this is the next problem to be solved.

The development of the Kibu landslides is interpreted as follows:

1. The primary Kibu landslides would be occurred at the Palaeo Noh Valley II stage. This interpretation is based on the following aspects;
  - 1) Gravel bed of the Terrace II covers the old colluvial deposits of the primary Kibu landslides.
  - 2) The general base level from the Terrace I stage to the Terrace II stage was higher than the Terrace II stage. Therefore the primary Kibu landslides occurred before the Terrace I stage.
  - 3) Further, very steep slopes would exist in the Palaeo Noh Valley II, and big landslides might have occurred easily in this area.
2. The primary Kibu landslide mass would be relatively stable from the birth of the landslides to the Terrace II stage, because of ascending of the general base level.
3. At the next stage, the primary Kibu landslides mass would be instable owing to descending of the general base level at the Würm Glacial age, and the secondary Kibu landslides occurred. But, short relatively stable period would exist at the Terrace II stage that is correlative to the early stage of the Würm Glacial age.
4. The most active stage of the secondary Kibu landslides would be at the Palaeo Noh Valley I stage (maximum Würm).
5. At the Post Glacial age, this area will be relatively stable owing to ascending of the general base level.

## はじめに

柴崎(1966)は地すべりの発生・発展を第四紀地史の中で検討することが、地すべり現象の本質により深くせまらざらざらと指摘した。

これは小出(1955)の地質とその土地利用に対応した地すべり区分(第三紀層地すべり, 破碎帯地すべり, 温泉地すべり)とともに, 地質学と地すべりを有機的に結びつけ, 地すべりの本質をとらえようという点で重要な指摘であったと思われる。

最近, 藤田(1978)はマスマーブメントを島弧変動の崩壊現象という観点から検討, 考察することの重要性を説いている。

これらの指摘は現在, 次のようにまとめることができるであろう。

1. 地すべりは, 特定の地質層準(岩相), 地質構造を選択して発生し, また, その地質条件に応じた発現をする。
2. 現在, 災害をおこし, 問題となる地すべりは, 第四紀の後期にその地史(構造運動, 海水準変動, 気

候変動)と対応して発生, 発展している。

筆者は上記の理解のもとに, 新潟地域でマスマーブメントの発達史の検討をすすめている。

小論の目的は北部フォッサマグナ, 西頸城地域の能生川河口における段丘の形成, 発達史と鬼舞地すべりの発達史を対応させて検討を試みることにある。

なお, 西頸城地域では1960年代後半から, 故楠 知宏氏を中心とする能生地すべり団体研究グループが地すべりの第四紀地史的検討をすすめてきた。

長期にわたる地道な調査活動の結果, 概略を把握され, これからテーマの発展が期待された時に, 突然亡くなられたグループの中心, 故楠 知宏氏の先見的なテーマの発想とその努力に敬意を表すると同時に慎しんで故人に小論をささげる。

## II 地形, 地質概説

西頸城能生地域は, 糸魚川-静岡線のすぐ東側に位置し, 第三系からなる中規模起伏の山地が日本海に直接している。

本地域の地質の概要を図-1に示した。

第四系と地すべりの基盤をなす, 新第三系鮮新統は, 黒色泥岩からなる名立層(西山層相当層)と, その上位の主として安山岩質火山円礫岩からなる谷浜層(灰爪層相当層)より構成される。

第四系の段丘は能生川河口において模式的に発達し, ここでは, 大きく2段(段丘Ⅰ, Ⅱ)に区分され, 各々, 海拔70~90m, 40~45mに平坦面を形成している。

段丘Ⅰの礫層は現海拔付近(より深い可能性も大きい)から海拔70m付近まで厚く堆積しており, 段丘Ⅱはこれを不整合に切り込んで発達している。

さらに, 鬼舞地すべり地には, 海拔10m付近により低位の段丘Ⅲが分布する。

後述のように段丘Ⅰは「下末吉段丘」, Ⅱは「武蔵野段丘」に対比するのが適当と判断される。

地すべりは, 海岸部, 能生川, 木浦川流域に広く認められ, このうち, 海岸部に発達する鬼舞地すべりは段丘の形成, 発達史と対応した発達史が考察される。

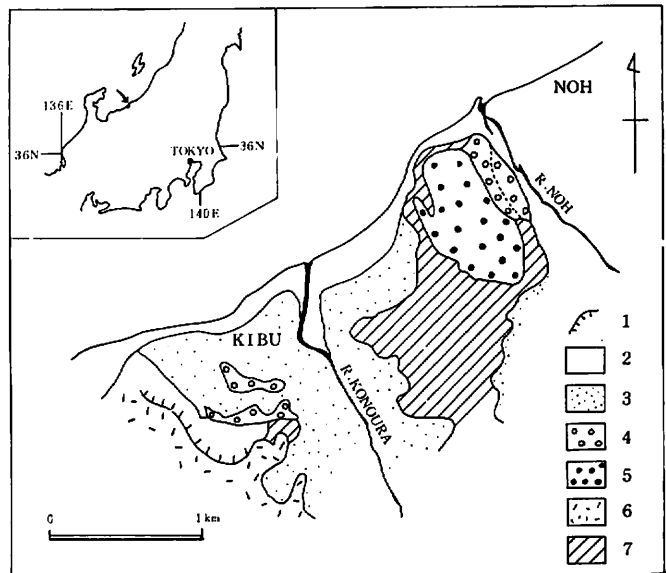


図-1 位置図, 地形・地質概図

1: 滑落崖, 2: 沖積地, 3: 地すべり地域, 4: 段丘Ⅱ  
5: 段丘Ⅰ, 6: 谷浜層, 7: 名立層

Fig.1 Map of Outline of Geomorphology and Geology

## III 能生川河口の段丘と鬼舞地すべり

### 1 段丘

能生川河口の段丘は, 上位より, 大きくⅠ面とⅡ面に区別され, ⅡはさらにⅡ<sub>1</sub>, Ⅱ<sub>2</sub>に細分される(図-1, 図-2)。

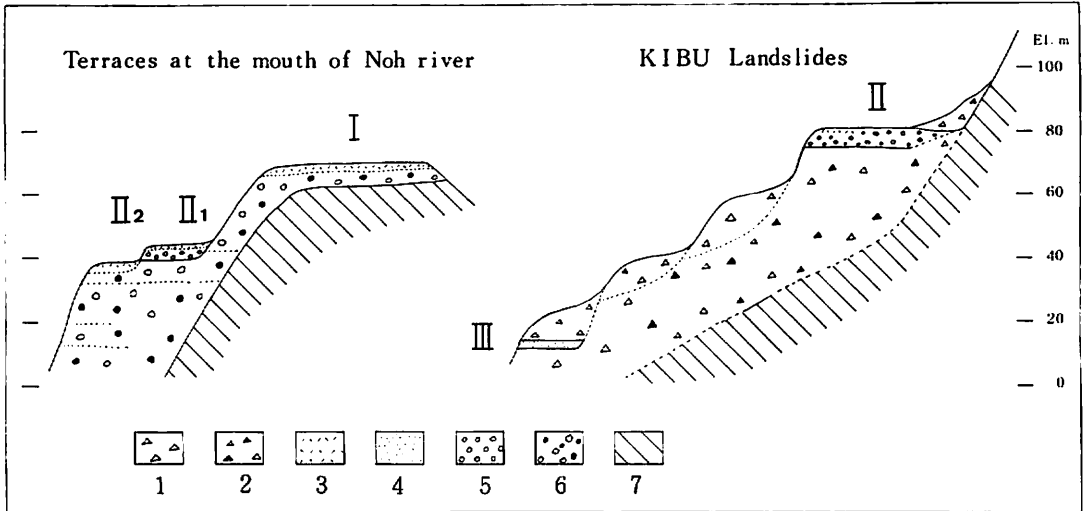


図-2 能生川河口部段丘と鬼舞地すべりの概念断面図

- 1：鬼舞地すべり新期崩積土，2：鬼舞地すべり旧期崩積土，3：ローム層，4：段丘Ⅲ砂礫層  
5：段丘Ⅱ礫層，6：段丘Ⅰ礫層，7：名立層（鮮新統）

Fig.2 Generalized cross-sections of the terraces at the mouth of the Noh river and the Kibu landslide.

今回、この段丘の海岸に面した崖が道路工事のため削られており、段丘相互の関係が明瞭に観察できた。その結果、図-2に示したような段丘ⅠとⅡの関係が確認された。

鬼舞地域では、さらに低位の段丘Ⅲが識別される。

段丘Ⅰは海拔70～90 mに平坦面を形成し、最上部に約2 m程度のローム層をのせている。堆積物は礫層が主体で非常に厚く、海拔5 m付近からローム層直下まで連続して確認され、全体で65 m+におよぶ。中部に厚さ1～2 mの灰白色シルト層を2枚介在し、下部には砂層のレンズが数枚認められる。

礫層は主として安山岩の巨礫（最大径1 m）と古生層起源の砂岩、粘板岩、チャートなどがめだち、淘汰はやや不良である。

マトリックスは褐色を呈するやや泥質な粗粒砂よりなり、これも淘汰不良である。

確認された最下部より、上部まではほぼ一樣にかなり強く風化された礫を混える。

段丘Ⅱ<sub>1</sub>は海拔45 m付近に平坦面を有し、上位よりローム（層厚不明）灰色シルト層（1.1 m）、礫層（4.4 m）からなる。礫層は段丘Ⅰの厚い礫層を不整合に切って重なっている。

その礫は、古生層起源の礫と安山岩、石英斑岩などから成り、円～亜円礫で基底部分には一部巨礫を含むが、中～大礫径で淘汰度は良好である。

シルト層、礫層ともに新鮮で下位の段丘Ⅰの礫層とは容易に区別できる。

段丘Ⅱ<sub>2</sub>は、Ⅱ<sub>1</sub>の低位5 m程の海拔40 mに発達する平坦面を形成し、太平寺の集落をのせている。その堆積物は最上部のロームを確認したのみで詳細は不明である。

鬼舞地すべり地においては、海拔80～90 m付近に平坦面が認められ、そこでは地すべり崩積土を不整合に被って層厚3 mの円礫層が確認される。これも新鮮な礫、マトリックスよりなり、礫径は平均5 cm、最大15～20 cmの淘汰良好な礫層である。礫種は石英斑岩、チャートなどが目立ち、またマトリックスも淘汰良好な粗粒砂よりなり、水成の堆積物であることは疑いなく、下位の崩積土との区別は容易である。

表層部には、一部にローム質土が認められ、堆積物の特徴から能生川河口の段丘Ⅱに対比される。

鬼舞地域ではさらに海拔10 m付近に段丘Ⅲが発達し、これは上下を不整合関係で地すべり崩積土には含まれている。堆積物はラミナの認められる新鮮な砂礫層で2 m+の層厚を有する。

能生川流域の段丘をまとめた能生地すべり団研グループ(1971)によれば、段丘Ⅰは太平寺Ⅰ面、Ⅱ<sub>1</sub>は太平寺Ⅱ面、Ⅱ<sub>2</sub>は太平寺Ⅲ面として区別している。

太平寺Ⅰ段丘の堆積物の層厚については触れられていない。

なお、20万分の1新潟県地質図(新潟県、1977)は、能生川河口部に魚沼層の分布を示している。これは段丘Ⅰの厚い礫層の下部を魚沼層として区別したものであろう。しかし、この礫層は段丘Ⅰを形成する(上部)礫層と区別のつかない一連のものであること、また、分布などから成因的に能生川と密接な関連を示すことから、魚沼層とみるのは難かしい。

## 2 鬼舞地すべり

鬼舞地すべりは滑落崖の下位の地すべり地に上位から海拔80~90 m、60 m前後、40 m前後の3段の平坦面~緩斜面が識別される(図-2)。

これらのうち、最高位の80~90 m面には前述のように能生川河口の段丘Ⅱに相当する礫層が確認され、段丘面がその後若干の開析をうけたものと判断され、下位のもは鬼舞地すべりの進化、発展の過程で形成された緩斜面と思われるがまだ不明な点が多い。

地すべりは、名立層の泥岩を基盤として厚い地すべり崩積土を有する。この地すべり崩積土は、段丘Ⅱの礫層を規準として大きく新旧2期の崩積土に区分可能である。

旧期崩積土は、段丘Ⅱ層に被覆されるもので、安山岩の巨礫を含み礫、マトリックスともに極めて淘汰の不良な文字通りの崩積土である。全体にかなり強い風化をうけている。安山岩の巨礫は滑落崖に分布する名立層の上位谷浜層の火山円礫岩層から由来している。

新期崩積土は、層序的、地形的に明らかに段丘Ⅱの礫層より新しい時期に発生した地すべり性崩積土で、たとえば図-2のように段丘Ⅱ層を被うもの、段丘Ⅱを地形的に切るもの、さらに、段丘Ⅲ層をおおうものが識別される。

崩積土そのものは、旧期のそれと特に差は認められない。

## IV 考 察

### 1 段丘形成史

今回の調査で、段丘Ⅰ層は少なくとも65 mあるいはそれ以上の非常に厚い堆積物をもつこと、また段丘Ⅱ層はさらにそれを削りこんで発達するものであることが判明した。

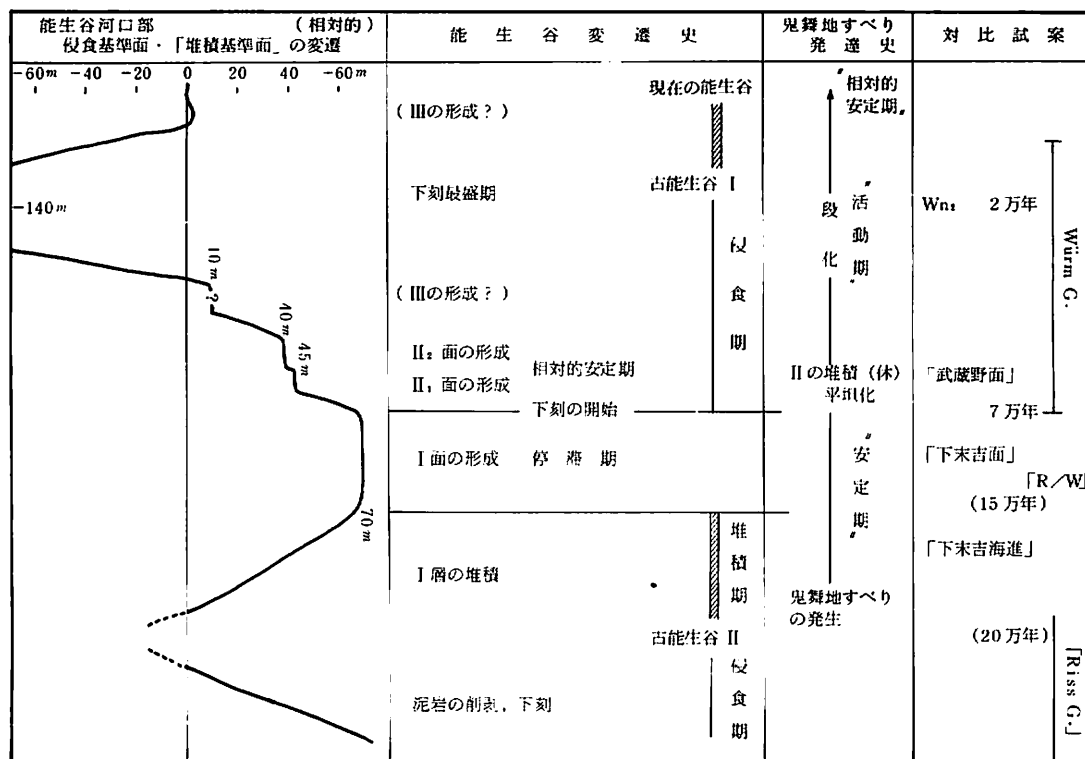
これをもとに、各段丘の形成過程と形成期について若干の考察をすすめる。

- 1) 段丘Ⅰ層の堆積前には、侵食基準面の低下に伴う現在の海面あるいはそれよりも深い谷地形が能生川沿いで形成されていた(古能生谷Ⅱ)。
- 2) その後、「堆積基準面」の上昇に伴ない、古能生谷Ⅱをうめて、やや不淘汰な礫層が堆積した。その堆積は現在記録された高度で海拔70 m付近までおよび、ここで堆積の停止と侵食基準面の安定期がありⅠ面が形成された。
- 3) 次に再び侵食基準面の低下がはじまり、その途中で相対的安定期に段丘Ⅱ<sub>1</sub>、Ⅱ<sub>2</sub>を形成した。

なお、Ⅱ<sub>1</sub>の堆積物が風化作用をほとんどうけていないことから、この急速な侵食基準面の低下はウル

表-1 能生海岸の段丘と地すべり発達史

Table 1. The development of the terraces and Kibu landslides at the Noh coastal region.



ム氷期の海面低下に対応するものと考えるのが妥当であろう。

4) ウルム氷期の海面低下は、日本列島周辺ではその最盛期ウルム第二氷期(約2万年前)で-140 mにおよび(湊, 井尻, 1976)能生谷もそれに対応し、非常に深い峡谷が形成されたであろう(古能生谷 I)。

5) その後、5~6千年前には現在の海水準まで海面が上昇し、古能生谷 I は埋積されて現在の能生谷が形成された。

1)~3)の侵食基準面と「堆積基準面」の変遷は、この段丘面が現在海岸に面した位置であることから考えて海面の昇降運動に対応したものであることは疑いえない。

ただし、ここであらわされた高度が直ちにその時期の海水面の高度を示すものでないことは、その後の隆起が大きいと思われる本地域にあっては論をまたない。

なお、古能生谷 II の形成は構造運動による可能性の検討も必要であるが、確認した限り、この斜面にそって基盤の第三系が破碎された様子は認められず、また次の段階で、埋積作用が追いついていることから、海面変動が主要因と判断される。

各段丘の対比については、I面が「下末吉面」、II<sub>1</sub>とII<sub>2</sub>面はほぼ一連のものとみられ「武蔵野面」に対比されるであろう。

III面はウルム氷期の海退期の相対的安定期のものか、後氷期のものかは現在不明である。

段丘 I 層の堆積をもたらした「堆積基準面」の上昇は「下末吉海進」に対応し、古能生谷 II は関東の下

末吉層基底の埋没谷に相当するものであろう。

関東第四紀研究会(1970)は下末吉海進前の海面は現海面下数10mの規模であったと予想している。

ここで、当時の日本海が太平洋と連続していたか否かが大きな問題となる(藤田, 1963, 1973)が日本海が閉じていたとしても日本海だけが独自の水面昇降をすることは難かしく、大局的には、太平洋と同様な海水面変化を経たものと考えるのが適当であろう。

また、段丘Ⅱ面の分布高度は能生川河口部で海拔40~45m、鬼舞地域では80mとその高度差が大きい。

これは一つには、ウルム氷期の海退期に侵食が急速に進み、当時の侵食基準面の勾配が大きかったと予想されること、もう一つには、さらに、その後の変形が重なっていることによると考えられる。

なお、能生地すべり団研グループ(1971)によれば、大平寺Ⅰ、Ⅱ面を中位段丘に、太平寺Ⅲ面を低位段丘に対比したが、上記の発達史の検討からは、本報の段丘ⅠとⅡ、すなわち、太平寺Ⅰ面とⅡ面の間に中位段丘と低位段丘の境界をおくのが妥当であろう。

## 2 鬼舞地すべりの発達史

### 1) 鬼舞地すべりの発生期とその原因

鬼舞地すべりの発生は、旧期崩積土が段丘Ⅱ層に被覆されることから、それ以前にさかのぼることは明らかである。

段丘Ⅰ面およびⅠ~Ⅱ面の時期の侵食基準面は現在記録された段丘Ⅱ面の海拔高度80mよりも高位置にあり、したがって侵食基準面より低い位置への地すべりの発生と崩積土の堆積は困難であることから、少なくともⅠ面形成前に発生したものと判断される。

また、地すべり地の海拔60m緩斜面付近からのボーリングで厚さ30~35mの崩積土が確認されており(現地でのボーリング技師談)、この崩積土が全部旧期崩積土である確証は得られないが、背後の滑落崖の規模からみて、下部には旧期崩積土の存在する可能性が大きく、もし、これが旧期崩積土とすれば、当時、少なくとも現在の海拔30m付近までは斜面が存在していたことになる。

さらに推察すれば、古能生谷Ⅱの時期は侵食基準面の著しい低下により、山地斜面が非常に不安定な時期にあったことが予想され、旧期崩積土は、この時期の発生と考えるのが最も妥当と思われる。

なお、段丘Ⅰの礫層の巨礫の存在、礫・マトリックスともに不淘汰なことは、この時期に能生谷流域でマスムーブメントによる堆積物が盛んに供給されたことを予想させる。

鬼舞地すべりの発生期には、古能生谷Ⅱ流域で多くの巨大地すべりが発生したものであろう。現に、能生谷流域には高倉地すべりをはじめ、現在の気象、地形条件ではまれな巨大地すべりがいくつか認められる(図-3)。

高浜(1979)はマスムーブメントの産物である“扇形埋谷崩積土”と段丘・侵食基準面相互の検討から能生谷流域のマスムーブメント堆積物を崩積土Ⅰ群(下末吉期以前に発生)、崩積土Ⅱ群(ほぼ下末吉期に発生)、崩積土Ⅲ群(下末吉期以降の海面降下期に発生)の3期に区分する試案を提出した。このうち、崩積土Ⅱ群の分布が最も大きい。

能生谷流域では、段丘の発達が限られ、また、河口部との段丘対比についてもさらに詳細な検討を加える必要があるが、鬼舞地すべりの解析と先の解析とは「下末吉期」以前に多くの巨大地すべりが発生したという点においては一致しているとみることが許されるであろう。

## 2) 鬼舞地すべりの発達史

地すべりは、山地斜面の侵食過程の一部であり、その消長は、一次的には、斜面の傾度、起伏量の増減に支配されるであろう。

したがって、鬼舞地すべりの発展過程を侵食基準面の昇降による山地斜面の消長を基準に推察してみる。

古能生谷Ⅱの時期に発生したと予想される鬼舞地すべりは、その後、侵食基準面上昇と段丘Ⅰ面形成を伴う停滞期には、比較的活動の弱い時期があったであろう。

次に侵食基準面の低下がはじまり、斜面は成長し、不安定期が訪ずれるが、その初期、段丘Ⅱ面の形成期には地すべりは平坦化され、その上に礫層が堆積した。侵食基準面付近での平坦化は地すべり活動の休止を意味するであろう。

一時期の休止を経て侵食基準面の低下、斜面の生長は急速に進み、地すべり活動は活発化した。この時期の地すべりは、侵食基準面の低下に伴い、大局的には順次下方へ進行したことが予想される。その過程で海拔60m、40m付近に発達する緩斜面が形成されたものであろう。

古能生谷Ⅰの形成期前後には、地すべり活動も最盛期を迎えたであろう。

海拔10m付近に発達する段丘Ⅲ層を被覆する地すべり崩積土の発生は、前述のように段丘Ⅲの形成時期が不明なため、詳細は明らかでないが、いずれにしろ、長期にわたる鬼舞地すべりの活動の後期のものである。

鬼舞地すべりの現在の段階は、侵食基準面上昇、安定期を経て、この意味では相対的な安定期にあると思われる。

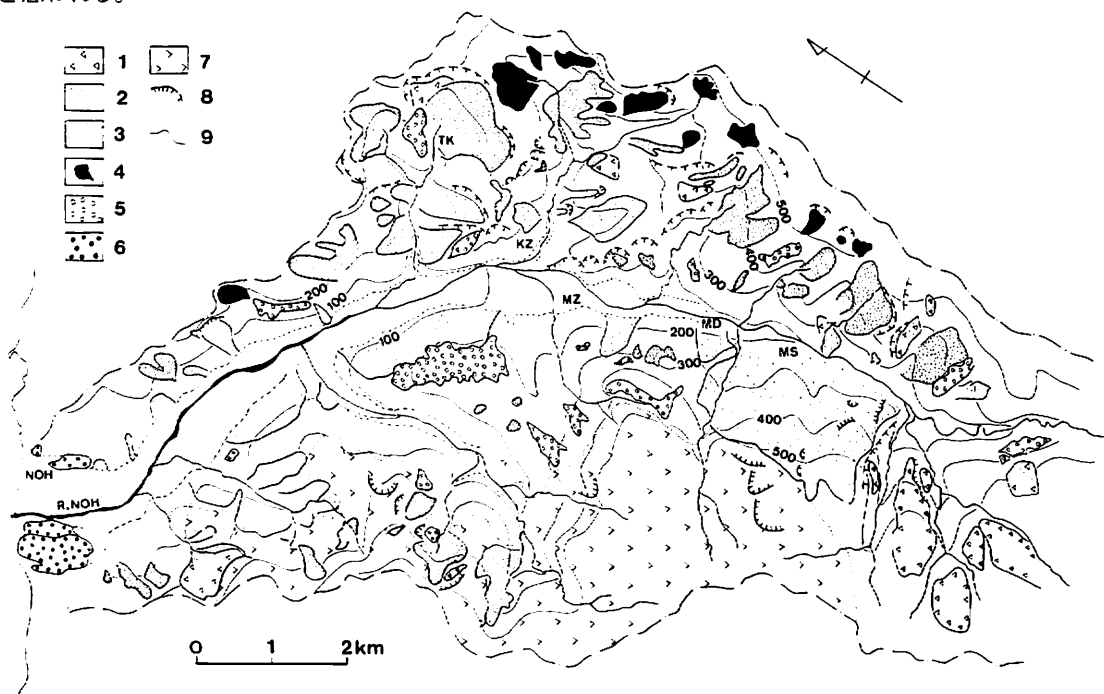


図-3 能生谷地すべり区分図(高浜, 1979を修正)

1: 崖錐堆積物, 2: 崩積土Ⅲ群, 3: 崩積土Ⅱ群, 4: 崩積土Ⅰ群, 5: “段丘状”平坦面, 6: 段丘, 7: 火成岩体, 8: 滑落崖, 9: 切谷面等高線, NOH: 能生, R. NOH: 能生川, TK: 高倉, KZ: 川詰, MZ: 溝尾, MD: 物出, MS: 柵口

Fig.3 Map of classification of landslides in the Noh Valley. (modification from TAKAHAMA, 1979)



## V まとめ、今後の課題

1. 能生川河口部の段丘形成、発達史を検討した結果、段丘Ⅰはほぼ「下末吉段丘」に対比され、それ以前の「下末吉海進」と「下末吉海進」前の谷地形（古能生谷Ⅱ）の存在を確認できた。

段丘Ⅱは「武蔵野段丘」に相当し、「下末吉期」以降の大きな海面降下期の一停滞期に形成され、この海面降下はウルム氷期のそれに対比されるものと思われる。

2. 段丘の発達と対応させて鬼舞地すべりの発達史を検討した結果、その発生は、古能生谷Ⅱの時期にさかのぼり、その後、侵食基準面の昇降（≡海面変動）と対応させて地すべり活動の消長を推測し、この意味で、現在鬼舞地すべりは相対的な安定期にあると予想できた。

3. 段丘、地すべりの発達史の関連をかなり具体的に追求しえたことは、地すべり現象を第四紀地史の中で正当な位置づけを検討することになり、その意義は少なくないと思われる。

その一つは、古能生谷Ⅱの時期に西頸城地域で、現在ではまれな巨大地すべりが多く発生した可能性が強いこと、2つには、地すべりの地史的（歴史的）な検討をもとに現在どのような発展段階にあるか推測する手がかりを見い出したことにある。

今後の課題として次の点があげられる。

1. 西頸城海岸地域、また能生川をはじめとする各河川流域で上記の検証をさらに進め、地すべりの発達史をより一般化する。

2. 1を具体的な対策に生かせるようにする。これは最も重要な今後の課題である。

## 謝 辞

小論をまとめるにあたり、常に御指導を頂き、粗稿の校閲をお願いした新潟大学災害研、藤田至則教授、地すべり調査に際し、種々の示唆を与えられた同、青木 滋助教授、また、現地調査に協力して頂いた新潟大学学生武田茂典氏に深く謝意を表す。

## 文 献

藤田至則（1963）：日本海はいつできたか・新潟県地学教育研究会誌，1，1-6。

———（1973）：日本列島の成立・257p.，築地書館，東京。

———（1978）：島弧変動からみた崩壊現象・新潟大理地盤研年報，4，35-46。

関東第四紀研究会（1970）：下末吉台地およびその周辺地域の地質学的諸問題・地球科学，24，151-166。

小出 博（1955）：日本の地こりーその予知と対策ー・259p.，東洋経済新報社，東京。

湊 正雄・井尻正二（1976）：日本列島（第3版）・209p.，岩波書店，東京。

能生地すべり団体研究グループ（1971）：新潟県西頸城郡能生町藤崎地域における地すべりについてー新潟県の第四系・そのXVー・新潟大高田分校紀要，16，223-253。

———（1975）：新潟県西頸城地方の段丘について，その1・新潟県地学教育研究会誌，9。

———（1976）：新潟県西頸城地方の段丘について，その2・新潟県地学教育研究会誌，10。

———（1977）：西頸城地方の段丘と地すべりについて，その3・新潟県地学教育研究会誌，11。

柴崎達雄（1966）：第四紀地質学の生産に果たす役割・地球科学，85・86，19-24。

高浜信行（1979）：第四紀の山地地形発達とマスマーブメント発達史ー能生谷における一例ー・昭和53年度文部省災害特

## 写 真 説 明

1. 能生川河口部段丘  
Ⅰ：段丘Ⅰを構成する礫層  
Ⅱ：段丘Ⅱ<sub>1</sub> 礫層
2. 能生川河口部段丘の遠景  
上位平坦面（E1.70～90 m）が段丘Ⅰ面  
下位平坦面（E1.40～45 m）が段丘Ⅱ面
3. 段丘Ⅱ，礫層
4. 鬼舞地すべり上位平坦面（E1.80 m）
5. 鬼舞地すべり上位平坦面を形成する段丘Ⅱ礫層，下位は崩積土
6. 鬼舞地すべり旧期崩積土

## Explanation of Photographs

1. Terraces at the mouth of Noh river.  
Ⅰ：Gravel bed of the terrace Ⅰ  
Ⅱ：Gravel bed of the terrace Ⅱ<sub>1</sub>
2. A distant view of terraces at the mouth of the Noh river  
higher plane ( E1.70～90 m ) is the surface of the terrace Ⅰ  
lower planes ( E1.40～45 m ) are the surface of the terrace Ⅱ
3. Gravel bed of the terrace Ⅱ<sub>1</sub>
4. Higher plane ( E1.80 m ) of the Kibu landslides
5. Gravel bed of the terrace Ⅱ covered the higher plane of the Kibu landslides
6. Primary colluvial deposits of the Kibu landslides

