

# 松島の生いたち

盛合 禧夫\*・山田 孝雄\*\*

## Geological History of Matsushima

Tomio MORIAI and Takao YAMADA

### Abstract

#### Geological History of Matsushima

Matsushima is well known as one of the three most celebrated scenic sights in Japan since 1643.

Matsushima Bay is studded with more than 260 islands covered in pines.

This gulf extends about 12 km from north to south and also 14 km from east to west.

The coastline extends to 30 km.

The geological features are based on Rifu formation of Triassic and granodiorite of Cretaceous in Mesozoic era, in its upper region there are formations of Pliocene and Miocene in the Neogene.

Furthermore the formation of Quaternary covers them.

In conclusion, we would like to stress that following geological structures are related to the origin of Matsushima.

- (1) Nagamachi - Rifu fault
- (2) Toritame fault
- (3) An abnormal upheaval of the Japanese central mountain range.
- (4) The fluctuation of the surface of the sea in glacial age.

### 1. はじめに

松島は従来まで、松島丘陵が沈水して出来た沈降地形と云われてきた。すなわち、溺れ谷に海水が入りこみ山頂が島として残った状態である。しかし、福島県の東会津における女川層での Block Glide の現象を解析してみて、松島の形成は地盤変動によるものとして、再考する必要があると考えられた。総合的に見て松島は、地殻変動に伴って形成されたものと思われる（図1、表1）。

### 2. 秋田 - 仙台 - 松島の地質

東北地方には、太平洋側の中・古生層の北上帯、阿武隈帯があり、これらを分断するように鳥田目断層が

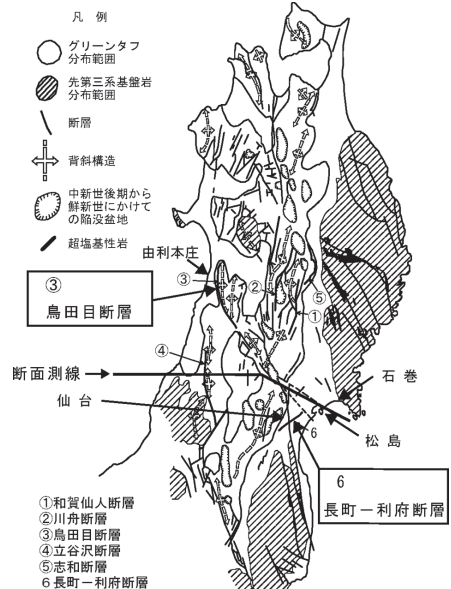


図1 東北地方の地質構造（北村，1985）に加筆

2014年10月16日受理

\* 東北工業大学名誉教授

\*\* 奥山ボーリング（株）

表1 東北地方の地質層序

放射年代	地質年代	時階	鶴岡-温海	出羽丘陵	新庄盆地	脊梁山脈 (鉄山-栗葉山)	吉岡-七北田	仙台-槻木	松島-塩釜		
Ma	第四紀	完新世	VII	月山噴出物	山屋層		荒川火砕岩				
		更新世		VI			舟形層	赤崩山安山岩			
	新第三紀	鮮新世	V		本合海層		若畑層	大年寺層	俵庭層		
					科沢層	八向層	宮床凝灰岩	向山層	表沢層		
					筍沢層	鮭川層	三本木層	竜ノ口層	竜ノ口層		
						中渡層	亀岡層	亀岡層	亀岡層		
		中新世	IV		北俣層	古口層	下畑沢層	白沢層	白沢層	大松沢層	
							永志田層	七北田層	網木層	番ヶ森層	
第三紀	新期	III	鼠ヶ関層	草薙層	草薙層	月山層	宇津野層	大堤層	旗立層	鹿島台層	
		II	大山層	青沢層	角川層	魚取沼層		茂庭層	幡三谷層		
	前世	I		善宝寺層	立谷沢層	青沢層	矢粕沢層	高館安山岩	松島層		
				五十川層		赤川層		槻木層	網尻層		
				温海岳層	月山累層	月山累層	大穴沢層		佐浦町層		
				山五十川層							
		一霞層					塩釜層				

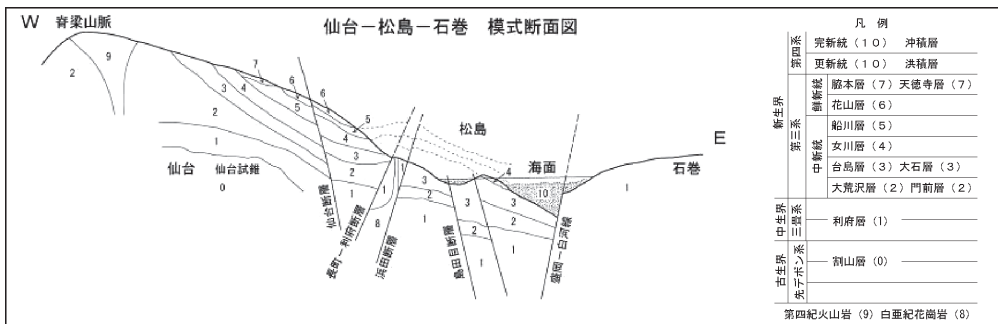


図2 仙台-松島-石巻 模式断面図

ある。その末端部に松島がある。また、これに交差するように長町-利府断層が存在する(図1, 図2, 図3)。

2.1 概要

地域全体がグリーンタフ地帯で、下部から第三系の門前層(2)、台島層(3)、女川層(4)、船川層(5)、花山層(6)、天徳寺層(7)が発達する(図2)。凝灰岩が主で、泥岩・砂岩等で構成されている。この中に

は時代を決める植物化石、貝化石が認められる。地層は脊梁山脈を境として、東方と西方に傾斜している。西方の秋田県側では過褶曲、断裂、陥没が見られるが、東側の宮城県側ではそれほどではない。また、中新世後期-鮮新世にかけての大量の石英安山岩流が認められる。新規の火山岩(9)は主として脊梁付近に発達する。長町-利府断層線上の松島付近には中生界の利府層が発達する。松島湾は大半が台島層であり、ごく

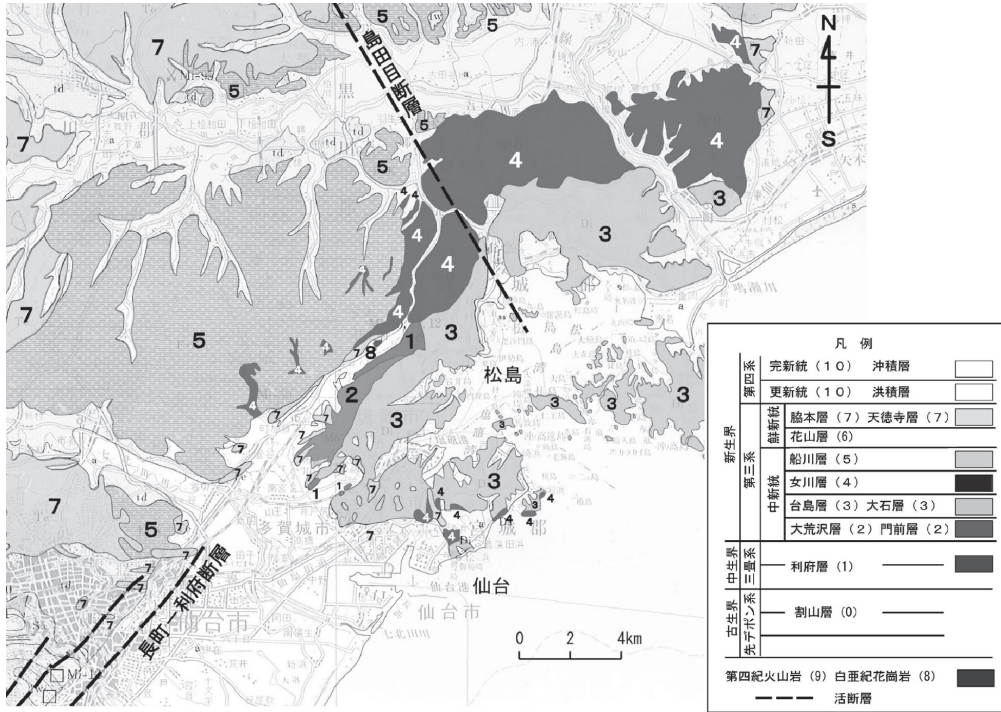


図3 松島付近の地質図 (地すべり学会東北支部発行, 東北地方土木地質図に加筆)

一部に張り付き状に女川層が僅か見られる程度で、その上の地層は全く存在しない。これは上部の地層が総て浸食しつくされてしまったからである。

### 2.2 深成岩 (花崗閃緑岩)

浜田西方の春日付近に一部露出が認められる。産状からして 110-120 Ma の北上山地のものと同様なもので、前期白亜紀末期のパレーム期-アプト期の貫入と同じであろうと考えられる。

### 2.3 利府層 (中生代三畳紀)

利府駅より北西 800m 付近に分布している。アルコース砂岩、粘板岩などからなり、岩脈 (玢岩) も見られる。化石として、Daonella の二枚貝や Monophylites, Honllanclites, Ptychites などのアンモナイトの化石を産している。この層は隆起状を呈し走向 N50°E 傾斜 20°~30°NW で小規模な背斜構造を示している。

### 2.4 松島付近

地域全体 (湾内の島々, 周辺の丘陵地) は主として、

中新世の浅海成と陸成の堆積物が発達する。基盤は前述の三畳紀の利府層であって、この上位に第三系、第四系が被覆する。第三系は下部から門前層 (火砕岩, 砂岩, 珪化木), 台島層 (砂岩, シルト岩, 凝灰岩, 薄層亜炭), 女川層 (下部は角レキ凝灰岩, 砂質凝灰岩, 上部は凝灰質砂岩, シルト岩の互層), 船川層 (砂岩 シルト岩, レキ岩の互層で凝灰岩を挟む), 脇本層・天徳寺層 (凝灰岩, シルト岩, 砂岩, レキ岩), 花山層 (砂岩・凝灰岩) の地層が発達している。一般に、第三系の走向は N50°E 傾斜 10°E で流れ盤を示すことが多い。さらに、この上位に第四系の粘土, 砂, 砂レキが発達している。

### 3. 鳥田目断層

秋田県由利本庄市の東方約 10 km の出羽丘陵内に存在し変位量は 800~1,000 km に達する逆断層で、确实度 II~III の活断層と推定される。北東方向から南西方向へ押し上げたような褶曲した形を呈しており、このことは、先第三系の構造に規制されているもので

ある。秋田県側では、この断層沿いに地すべりが多発しており、阿部他(2004)が指摘している。特に、この断層に関連した火山岩、地下水が地すべりに係わっている。断層南東の末端部は松島湾まで延びているが、地形的には、鳴瀬川、江合川のNW方向と一致しており、また、新規火山のデイサイト質火砕流堆積物が同方向に大量に発達しているのが認められ、この断層の影響と考えられる。

4. 長町 - 利府断層

宮城県村田市から仙台を経て、利府まで約20~40 kmの長さを持ち、北東-南西の方向を示している。西側が東側に対して隆起している逆断層である。中新世に正断層として活動したものが第四紀に再活動したもので、确实度I、活動度Bとされている。今泉・佐藤(2005)は最近の活動時期を16,000年前としている。松島湾の北方の浜田では、この断層沿いに三疊系の地層が地下深部から押し上げられて隆起帯を形成している。

5. 脊梁山脈付近の隆起と削剥

北村(1985)によれば、東北地方の中央部に南北状に発達している脊梁山脈は第四系の火山で構成され、

約1,500 m-2,000 mの高所を造っている。しかし、最上部の第三系、第四系が欠如していることが多い。すなわち、南部では約4,300 m-1,500 m、その北方の鶴岡から松島では約3,200 m-1,100 m、さらに、その北の由利本庄市から和賀仙人では約2,100 m-650 mの地層が失われている。この隆起によって脊梁をはさんで、東西方向への流動、浸食現象が生じた。また、ウルム末期の氷河、海面変化の作用もあったと考えられる。

6. 松島湾付近の地塊の流動

盛合(1973)は福島県の譲峠層(女川階)の泥岩の最上部約3 mの部分、Block Glideしている事を述べた。この地域のBlockの残骸の形態の実測値と実験計算によって得られた大きさが一致した。

この松島地区では図3の南東部の七ヶ浜、松ヶ浜地区には台島層の上位に女川層、船川層が図4のような形で被覆しているのが認められる。

また、湾内の海上にも上記と同様なものや、時には女川層、船川層だけが、海上に取り残されていて、下位の台島層は、海中に没して見えないことがある。

今回、松島地区で計算による算出は行えなかったが模式的に図に示してみた(図4)。断面1は台島層の浸食面上に上位の女川層、船川層がBlock Glideしたもの、断面2は台島層の表層部がSlump Slideして、

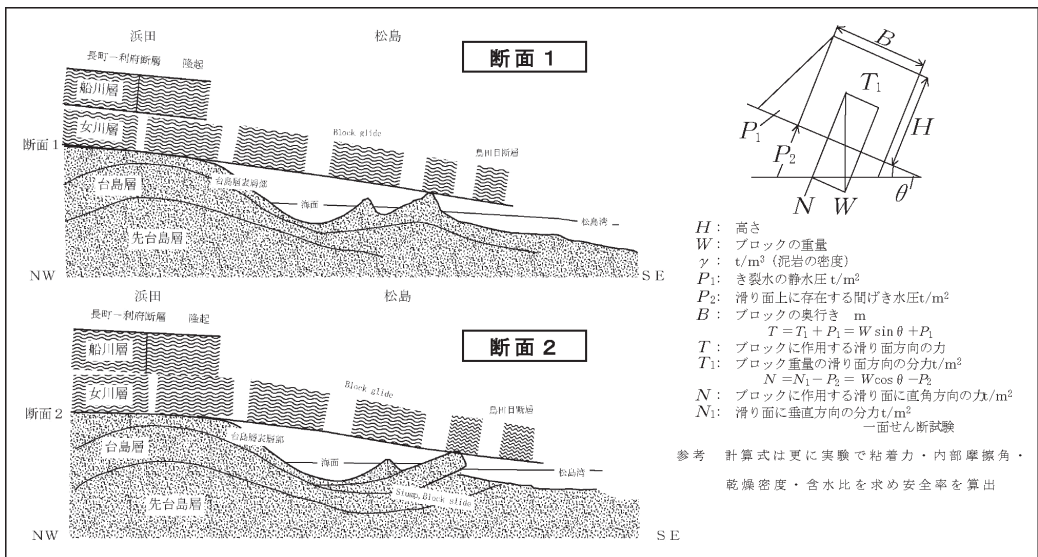


図4 松島湾の地塊流動概要図

表2 第四紀略年表

時代区分	放射年代 (10 <sup>3</sup> 年前)	仙台, 松島での主な出来事	ヨーロッパ アルプス氷期編年	
完 新 世	1.0	平野低位面形成	後 氷 期	
	2.0	古墳遺跡 (中期～後期) 弥生遺跡 (中期～後期) ↑ 貝塚遺跡 (縄文早期～晩期) ↑平野高位面形成		
	6.0	↓ 仙台下町段丘面形成 海面の上昇, 地盤の浸食, 崩壊・流出, 沈降地形, 縄文海進		
	10	海成沖積層の堆積 松島湾(リアス海岸)の形成		
更 新 世	16	陸松島の形成 長町・利府断層の活動 地盤の隆起・沈降, 崩壊, 流動, 流出	※ 氷 河 時 代	ウルム氷期 (最終氷期)
	20	↓ (富沢遺跡)		
	30	仙台中町段丘面形成 (山田上ノ台・北前遺跡) 松島の海面 100 m 以上低下 地盤の傾動, 崩壊, 流動・流出		
	70	仙台上町段丘面形成 台の原段丘面形成		
	150	青葉山段丘面形成 (青葉山・住吉遺跡)		
中期	500	↑ 丘陵頂面(浸食平原) 形成	最終間氷期	リス氷期 パール氷期 ミンデル氷期 キュンツ氷期 ドナウ氷期 ビーバー氷期
	1500	↓		
第三紀 鮮新世		大年寺層堆積		

(せんだいハイキング, 修正, 加筆)

その上位層が Block Glide したものである。しかし、両者の複合したものもあったはずである。また、計算値で、安全率が 1 より大でも、亀裂や水の作用（浸透）によっても崩壊するし、断層の影響も避けられない。

### 7. 総 括

松島は長町-利府断層, 鳥田目断層による変動, 脊

梁山脈の隆起と削剝による地盤の崩壊と流出, さらにウルム最終氷期の海面 100 m 以上の低下や後氷期の縄文海進によって、地層は海中へ崩壊してしまったものと推定される。(海面の上昇は現在の海面と比してみても、約 20 m 以上はあったものと思われる。) すなわち、これらによって、松島の骨格がつくられた。(表 2) その他、第三紀、先第三紀の構造運動も素因となっている。



しかし、これらのことを考えると、地域一帯は今後の災害予知としても警戒の必要があると考えなければならない。

#### 参考文献

- [1] 盛合禱夫 (1973): 福島県東会津, 村杉地区の地すべりについて, *Block glide* の発生機構, 応用地質, Vol. 14, No. 3, pp. 113-120.
- [2] 盛合禱夫, 山田孝雄 (2013): 島田目断層, 長町利府断層と松島, 第52回地すべり学会研究発表会講演集, pp. 90-91.
- [3] 阿部真郎・小松順一・森屋洋 (2004): 秋田県・島田目断層と地すべり, *地すべり学会誌*, Vol. 41, No. 4, pp. 77-84.
- [4] 森屋 洋・荻田 茂・山田孝雄・阿部真郎 (2007): 東北地方における断層周辺の第三紀層地すべり, *日本地すべり学会誌*, Vol. 44, No. 4, pp. 44-49.
- [5] 盛合禱夫・上野春雄 (2004): 仙台市内における先デボン紀と温泉の新発見および地すべりとの関連について, *地すべり学会誌*, Vol. 34, No. 3, pp. 9-16.
- [6] 北村 信 (1985): 東北地方の基盤地質, *地すべり学会東北支部*.
- [7] 宮城県高等学校理科研究会地学部会 (1975): 宮城県の地質案内, 宝文社.
- [8] 東北建設協会 (2006): 建設技術者のための東北地方の地質, 東北建設協会.
- [9] 松本秀明 (2002): 宮城県松島湾の地形形成過程と過去2万年間の海面変化, 奥松島縄文村歴史資料館10周年「縄文フェスタ in 奥松島」シンポジウム, pp. 11-13.
- [10] 宇多高明・小俣 篤・峯松麻成 (1990): 沿岸利用から見た仙台湾沿岸の特性, *海洋開発論文集*, Vol. 6, pp. 1-6.