

仙台市青葉の森緑地における青葉山丘陵の地形地質観察

古市剛久*, **, ***

Geomorphology and Geology of the Aobayama Hills
Observed in the Aobayama Forest Park, Sendai City

Takahisa FURUICHI

要旨: 仙台市中心部から地下鉄でアクセスできる「仙台市青葉の森緑地」は、仙台周辺に広がる丘陵地群（陸前丘陵）の一つである青葉山丘陵の北縁にあり、仙台地域の地形と地質の一端をフィールドで学ぶ絶好の機会を提供している。本稿では2020年11月に開催された青葉の森緑地管理事務所主催の自然観察会「青葉の森の成り立ちツアー」に際して取りまとめた青葉山丘陵の基盤地質、地形発達、地形変化、水文循環に関する教育コンテンツを記録し、仙台地域における環境理科教育の素材として提供したい。

キーワード: 青葉の森緑地、青葉山丘陵、地層区分、段丘堆積物、火砕流堆積物、地すべり、斜面水文

Abstract: The Aobayama Forest Park is located on the northern edge of the Aobayama Hills, one of a group of hilly lands (the Rikuzen Hills) around Sendai, and is accessible by subway from the heart of Sendai City, providing an excellent field opportunity to learn the geomorphology and geology of the Sendai area. To enhance field learning in environmental and science education, a walking observation tour, titled "The Origin of Aobayama Forest Park", was organized by the Aobayama Forest Park Office in November 2020. This paper documents the contents of the waking observation tour, which consist of the bedrock stratigraphy, paleoenvironment, landform development, geomorphic processes and hillslope hydrology being observed in the Aobayama Hills. These contents are provided as a reference for future environmental and science education in the Sendai area.

Keywords: The Aobayama Forest Park, The Aobayama Hills, Stratigraphy, Terrace sediment, Pyroclastic flow deposit, Landslide, Hillslope hydrology

1. はじめに

青葉山丘陵は仙台周辺に広がる丘陵地群（陸前丘陵、あるいは陸前準平原）の一つで、仙台市街地の台地（広瀬川の河成段丘群）の南西に位置し、尾根部の標高が100-200m内外の丘陵地である（図1）。宮城

教育大学キャンパスはその青葉山丘陵の北縁、仙台駅から約4.5kmの位置に立地しているが、そのキャンパスを青葉台へ抜ける南西側から、広瀬川を見下ろす北側、三居沢へ抜ける北東側へかけて取り巻くように、仙台市の委託により公益財団法人仙台市公園緑地協会

* 森林総合研究所 森林防災研究領域, ** 宮城教育大学 教員キャリア研究機構 環境教育・情報システム研究領域

***Sustainability Research Centre, University of the Sunshine Coast, Australia,



図1. 仙台周辺の地形と青葉山丘陵及び青葉の森緑地の位置図 (地理院地図を編集). 左上の断面図の位置は図中A-B

が管理する「青葉の森緑地」が広がっている (図2). 最大比高が約140m (広瀬川氾濫原が標高約60m, 青葉台付近が標高約200m), 面積約1.2km²の青葉の森緑地には散策路が整備され, 緑地内で見られる動植物などに関する解説を盛り込んだ散策マップも用意され, 季節毎に移ろう様々な見どころを案内する市民観察会が催されるなど, 比較的手つかずの地域の自然に市民

が触れ親しむ絶好の機会を提供している. 筆者は青葉の森緑地管理事務所が企画した地形地質に関する市民観察会の講師を務める機会を得て, 青葉の森緑地内で見られる青葉山丘陵の基盤地質, 地形発達, 地形変化, 水文循環を概説する観察会コンテンツを検討し, 作成した.

本稿では, 青葉の森緑地の散策路を歩きながら青葉



図2. 青葉山丘陵北縁に位置する青葉の森緑地の位置図 (地理院地図を編集)



図3. 青葉の森緑地の斜め写真. 写真中の点線が見学ルート, 丸印及び番号が見学地点

山丘陵の地形地質を観察する市民観察会の概要を記録し、観察会当日は触れることの出来なかった内容も補いながら、青葉の森緑地での散策を楽しむ情報の一つとして、また仙台地域における環境理科教育コンテンツの一例として、提供したい。

2. 観察会の概要

2020年11月15日に開催された青葉の森緑地管理事務所主催の自然観察会「青葉の森の成り立ちツアー」は15名の市民参加者、3名の管理事務所レンジャー、講師1名(著者)で実施された。事前募集では71名の申し込みがあったことを踏まえ、11月28日及び11月29日に管理事務所レンジャーの方々の案内で追加

の観察会が緊急に実施された。11月15日の観察会は午前9:00に管理事務所に集合して開始され、散策路に沿って図2及び図3に示した5ヶ所の見学地点を回り、正午12:00に管理事務所へ戻り解散した(図4)。各見学地点でのテーマは次の通りである。

- Stop 1. 山の上の円レキ (青葉山段丘堆積物)
- Stop 2. 奇妙な平坦面 (斜面崩壊・地すべり)
- Stop 3. 川の始まる所 (斜面水文)
- Stop 4. 化石の森大露頭 (青葉山の地層)
- Stop 5. 淘汰の悪い地層 (火砕流堆積物)



図4. Stop1～Stop5での様子 (撮影:青葉の森管理事務所 黒川周子氏)

3. 地形地質の概要

(1) Stop 1. 山の上の円レキ (青葉山段丘堆積物)

管理事務所の裏へ抜ける散策路へ入り、坂を下った左側に小川が流れている。その小川の辺りを観察すると、小川の底には大きいもので直径20~30cmの円レキが転がっており、小川が削り込んでいる小崖には円レキを含んだ地層が露出していることが分かる (図5)。

一般に、円レキが良く見られるのは川原や海辺である (図6)。山などで岩体が割れて石となり、斜面や河川を通して運ばれる過程で尖っていた石の角が削られて丸くなる (その過程を「削磨作用 (Abrasion)」と呼ぶ)。海辺の波打ち際にある円レキは特に丸みを帯びているが、それは波の満ち引きによって石が絶えず揺られ、隣の石と絶えずぶつかり合うため削磨作用が強く働くためである (図6)。



図5. 青葉山で見られる円レキ

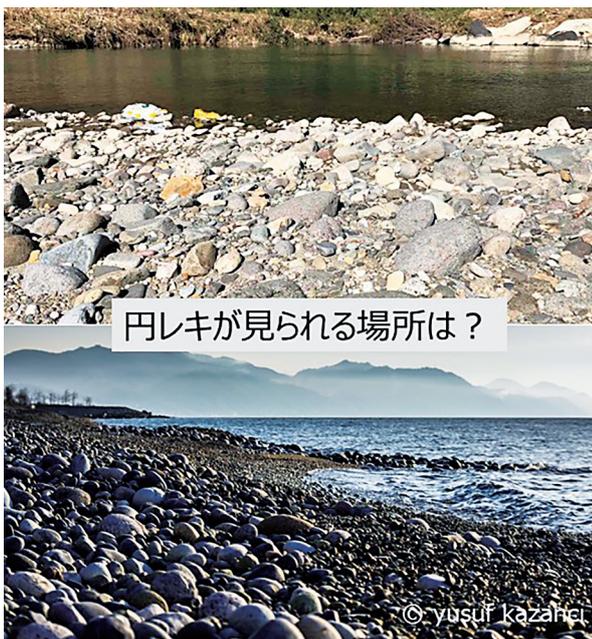


図6. 川原 (上図) や海辺 (下図) で見られる円レキ

川原や海辺にみられる円レキが青葉山の尾根部に近い位置にあるということは、青葉山の尾根部がかつては川原あるいは海辺の環境にあったのではないかという想像が生まれる。青葉山を構成する地層の最上部は主として約80万年前~13万年前までの中期更新世 (現在は「チバニアン」に改称) に形成された「青葉山層」と呼ばれ、山地を流れる溪流が平野へ出る場所にできる扇状地のような環境で堆積した地層であると考えられている (中川ほか 1960)。円レキを含むことが青葉山層形成当時の環境を読み解く鍵となっているのである。

観察会当日の見学サイトには含まれなかったが、青葉山層が最上部を構成する青葉山の尾根部は平坦な場所となっており、宮城教育大キャンパスもその平坦な場所の上に立地している (図3)。この平坦な場所がかつては扇状地性の地形面であったと考えられ、「青葉山面」(中川ほか 1960, 1961) あるいは「青葉山段丘」(地学団体研究会仙台支部編 1980, 大月 1987) と呼ばれている。青葉山段丘は細かく見ると高度の異なる4段の段丘面に分けられ、標高の高い面からそれぞれ青葉山I面 (標高約200m)、青葉山II面 (標高約180m)、青葉山III面 (標高約150m)、青葉山IV面 (標高約120m) と名付けられている (中川ほか 1961, 地学団体研究会仙台支部編 1980, 大月 1987; 図7)。青葉の森緑地及び宮城教育大付近の段丘面は青葉山III面である (図7)。青葉山III面は愛島軽石層 (板垣 1980) 及びその下位の粘土質火山灰・火山灰質粘土

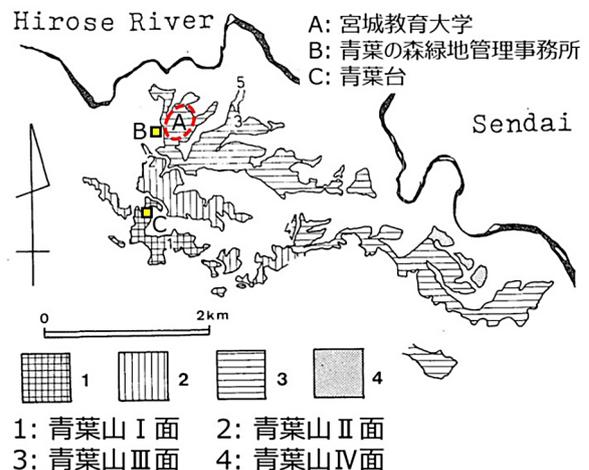


図7. 青葉山段丘の段丘面区分図 (大月1987, 第11図を編集)

に覆われるが、青葉山Ⅰ面や青葉山Ⅱ面で見られる坪沼軽石層群は見られない(大月 1987)。つまり、段丘面を被覆する火山灰の状況が青葉山Ⅰ面・Ⅱ面と青葉山Ⅲ面・Ⅳ面では異なり、このことは段丘面の形成時期(堆積が終了した時期)が両者で異なることを物語っていると考えられる。青葉の森緑地管理事務所から車の通れる砂利道を上がりアスファルトの車道へ出て、そこから青葉台へ向けて歩くと次第にやや高い場所へ移っていくことが分かる。管理事務所からアスファルト車道へ出た周辺は青葉山Ⅲ面、南へ向かって一段上がると青葉山Ⅱ面、ゴルフ練習場から青葉台は更に一段高くなり青葉山Ⅰ面である(図7)。

(2) Stop 2. 奇妙な平坦面(斜面崩壊・地すべり)

散策路を進むと円レキが転がっている小川を渡り斜面を登っていくが、散策路の右手に小谷が現れ、その小谷の斜面(溪岸)には2019年10月の台風19号の大雨で発生した表層崩壊が観察できる(図8)。

更に散策路を進むと平らな場所に出るが、その平らな地形の両側には小谷があり、小谷の奥は急な斜面になっていて、ここだけが少し奇妙に平らであるようにも見える(図9)。急な斜面に囲まれたこの平らな地形は、過去に発生した地すべりで移動した土塊の表面である可能性が高い。地すべり土塊の表面は移動に伴って土層が割れたり押されたりして凸凹していることが一般的であるが、ここでは至って平らであり、そのような形態を呈するようになったメカニズムは不明である。

観察会当日の見学サイトには含まれなかったが、宮城教育大キャンパスの北側の青葉の森緑地の敷地内には、現在も断続的に動いている「青葉山地すべり」があり、宮城県によって「地すべり防止区



図8. 2019年10月の台風19号の大雨で発生した表層崩壊

域」に指定され対策が講じられている(図10)。広瀬川を挟んだ対岸には「放山(ハナレヤマ)地すべり」もあり(地学団体研究会仙台支部編 1980)、両者をあわせて放山地すべりと呼ぶこともある(田村 1992)。放山地すべりは、1866(慶応2)年に仙台の城下町を潤していた四ツ谷用水を破壊し、明治以後も国道48号線やJR仙山線の線路を変位・変形させるなど、度々被害を及ぼしてきた(田村 1992)。

防災科学技術研究所発行の地すべり分布図(防災科学技術研究所 1987)を見ると、青葉の森緑地を含め、青葉山丘陵北縁周辺には数多くの地すべりが分布しているのが分かる(図11)。青葉山丘陵には北縁部以外でも、大年寺地すべり(八木山東部の野草園)、緑ヶ丘地すべり(八木山東南部)、佐保山地すべり(青葉台の東南)など、地すべりが少なくない(田村 1992)。山地や丘陵地は自らの重さ(重力)に耐えられなければ崩れるが、青葉山丘陵の縁辺部で発生している地すべりや様々な場所で見られる斜面崩壊は、青葉山丘陵の地形を変化させている(つまり、青葉山丘陵を壊して低平にしている)主要な地形プロセスである。



図9. (上) 青葉の森緑地内にある過去の地すべりの移動土塊の表面と考えられる平らな地形。(下) 平らな地形の位置(地理院地図を用いて作成)

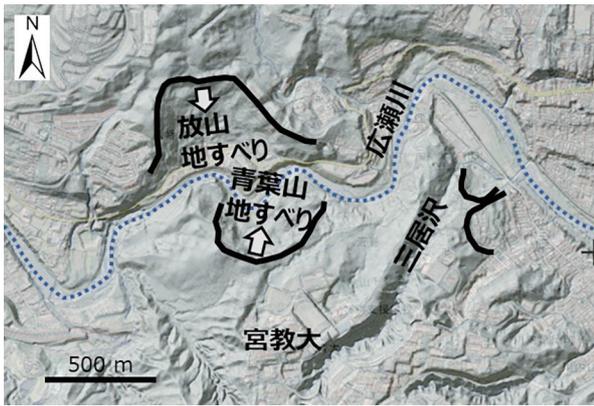


図10. (上) 青葉山地すべりと放山地すべりの地形と位置 (地理院地図を用いて作成).
(下) 宮城県による「地すべり防止区域」指定の掲示

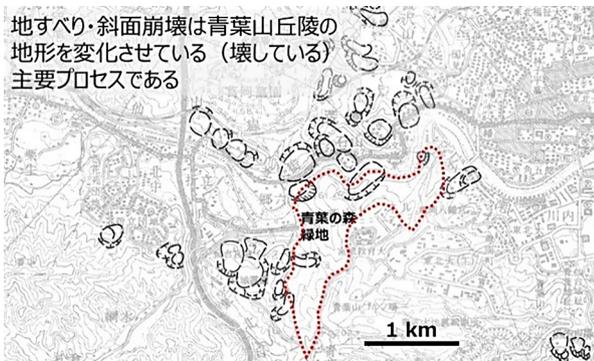


図11. 青葉山丘陵北縁周辺における地すべりの分布 (防災科学技術研究所 1987 から抜粋)

(3) Stop 3. 川の始まる場所 (斜面水文)

散策路に沿った平らな場所を過ぎて坂を上り始めしばらく行くと散策路の左側は傾斜して落ちていく斜面になる。その落ちていく先には小谷があり、急な掘り込みとなっている様子が観察できる (図12)。この掘り込みの頭 (先端) を注意深く見ると土層に穴が開いているのが分かる (図12)。これは「パイプ」と呼ばれ、土層へ浸透した雨水が斜面下方へ流れる際の通り道となっており、降雨流出において重要な役割を担っている。一般に、斜面の土層に雨水が浸透すると、水は鉛直

下方へ移動する。鉛直下方へ浸透した水が不透水性の基盤岩に至ると基盤岩の傾斜に沿って斜面下方へ移動 (流出) を始めるが、その流出量より多くの浸透水が土層上方から供給されるとそこに飽和帯 (地下水帯) が形成されはじめ、飽和帯の上面である地下水面は次第に上昇する (図13)。降雨が続くと地下水面がついには地表面に至り、そこで地表流が発生する。この地表流の発生が川の始まりである (図13)。その一方、



図12. (左) 斜面上の小谷 (掘り込み) 地形. (右) 掘り込みの頭 (先端) の状況

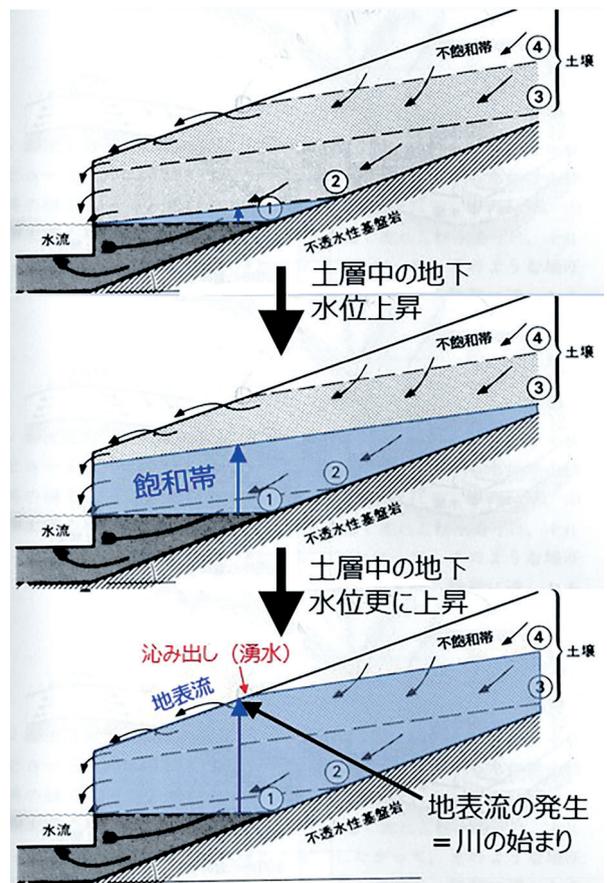


図13. 斜面土層中の飽和帯の変化と地表流の発生に関する概説図 (Knapp 1979, Fig.1.6から作成)

土層が地表面まで全て飽和すると土層内の土粒子間の空隙は全て水で満たされ、土層は重くなる。斜面の土層は常に自重（重力）により斜面下方へ落ちる力が作用しているが、落ちずにそこへ留まっているのは土層に摩擦力が作用しているためである。降雨時には土層に飽和帯が形成されて重くなるのと同時に、摩擦力も小さくなるのが知られている。その両者の力のバランスにおいて下へ落ちる力の方が大きくなった瞬間に斜面は崩壊する。Stop3で観察した斜面上の掘り込みは、そのような斜面崩壊プロセスで形成されたと考えられる（図12）。

このような斜面上の掘り込みは、多くの丘陵地斜面の谷の先端部分（「谷頭部」と呼ばれる）で観察される。谷頭部の斜面は、まな板のように平らな平面ではなく凹んだ曲面（凹地形）であることが多く、凹地形はその中心へ向けて水を集める機能を持っている（図14）。降雨時に水が集まる谷頭部の中心は土層が飽和しやすいため、水流が発生して地表面を削る、あるいは崩壊が発生して地表面を掘り込む、などのプロセスが頻繁に起こる場所である。同時に、凹地形は斜面上を移動する土粒子や土塊（その土塊には植生由来の腐植物も含まれている）もその中心へ向けて集める機能を持っている。降雨流出で削られてあるいは崩壊して形成された掘り込みには、斜面上方から移動してきた土粒子や土塊が溜まり、その場所の条件に応じて、100年、1000年、あるいは10000年といった長い時間スケールで徐々に埋められていく。そのようなプロセスで埋められ、周囲より厚い土層を持つ凹地の中央部は「谷頭凹地」と呼ばれている（田村 1974, 図14）。谷頭凹地の下端は常に侵食と埋積がせめぎあい、地形変化の最前線といえる場所であり、比較的新しい侵食・埋積の痕跡として谷頭凹地の表面が溝状に少し凹んでいて、その少し凹んだ部分の直下の土層が周囲の土層に比べて極端に柔らかいことがある。その部分を「溝状小凹地」と呼ぶ（古市 1995, 2015, 図14）。川が始まる場所である谷頭部は、地形変化が活発に起こっている場所でもある。その活発な地形変化には、土層へ浸透した雨水がどのように移動するのか、という斜面水文が強い影響を及ぼしている。梅雨の集中豪雨や夏から秋の台風で山崩れが発生して災害をもたらすこと



図14. 谷頭部の微地形
(仙台北郊の大松沢丘陵にある昭和万葉の森の例)

があるが、それは、大雨の発生（気象）→斜面土層中の水の移動（水文）→斜面土層の崩れ（地形）という図式で理解される自然のプロセスなのである。

(4) Stop 4. 化石の森大露頭（青葉山の地層）

Stop3から斜面を尾根まで上がると休憩所があり、観察会当日はここで休憩をとった。休憩所からは進路を北へ向けて尾根上の散策路を進み、しばらく行ってから左へ折れて斜面を下り、その下りきったところが青葉の森緑地の見どころの一つ、「化石の森」である。化石の森は青葉台から流れ下る溪流の谷が、郷六堰から三居沢水力発電所へ延びる水力発電用の用水路に交わる位置にあり、そこには青葉山丘陵の地盤を構成している地層群の下部が観察できる大きな露頭がある（図15）。その露頭には、新生代の鮮新世（533万年～258万年前）に堆積し、青葉山丘陵の大部分を構成する仙台層群（下位から、亀岡層、竜の口層、向山層、及び大年寺層；地学団体研究会仙台支部編 1980, 北村ほか 1986）のうち、亀岡層と竜の口層が露出している（図16）。亀岡層は一般に砂岩・凝灰岩・シルト岩・亜炭からなる陸成層、竜の口層はシルト岩・砂岩・凝灰岩からなる海成層である（地学団体研究会仙台支部編 1980, 北村ほか 1986）。

化石の森の露頭に露出する亀岡層は、レキや炭片を多く含む凝灰質砂岩・シルト岩（図17（A））を主体とする。これらの層の上には直径20～30cmほどの円レキが密集する層が見られる（図15）。露頭の下の方の川原に転がっている円レキを見ると、溶岩が冷えて固まった黒色の火山岩（玄武岩）であることが分か

る。この玄武岩は、約800万年前の火山活動で噴出し、青葉の森緑地の西方にある西風蕃山(図1)と権現森(愛子盆地の北側)をそれぞれ中心とした地域に分布している「三滝玄武岩(三滝層)」である(地学団体研究会仙台支部編 1980, 北村ほか 1986)。玄武岩の円レキは、その三滝層分布域から川の流れて運ばれて化石の森付近へ堆積したものと考えられる。この円レキ層も恐らくは陸成層であり、上位の竜の口層は

亀岡層を整合で覆うとされるので(北村ほか 1986)、本稿では暗青灰色を呈する竜の口層の下限までを亀岡層とした(図15)。また、亀岡層と円レキ層の間には白色の凝灰岩層が見られるが、その中には573°C以上の高温で結晶化しソロバンの玉の形をした高温型石英(「両錐石英」という)が含まれる(地学団体研究会仙台支部編 1980, 宮本ほか 2013)。露頭下の川原の砂を注意深く見ると、キラキラ光るガラス状の粒子を見

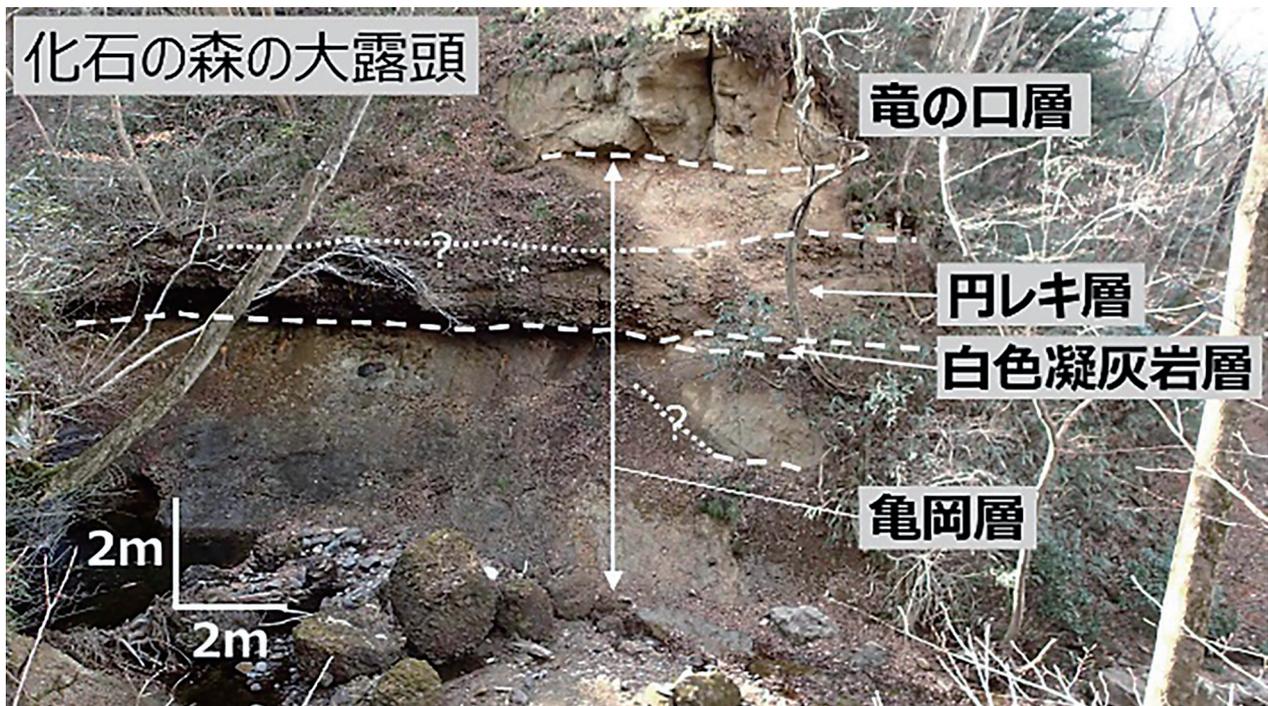


図15. 化石の森にある露頭で観察できる青葉山丘陵の地質(仙台層群下部)

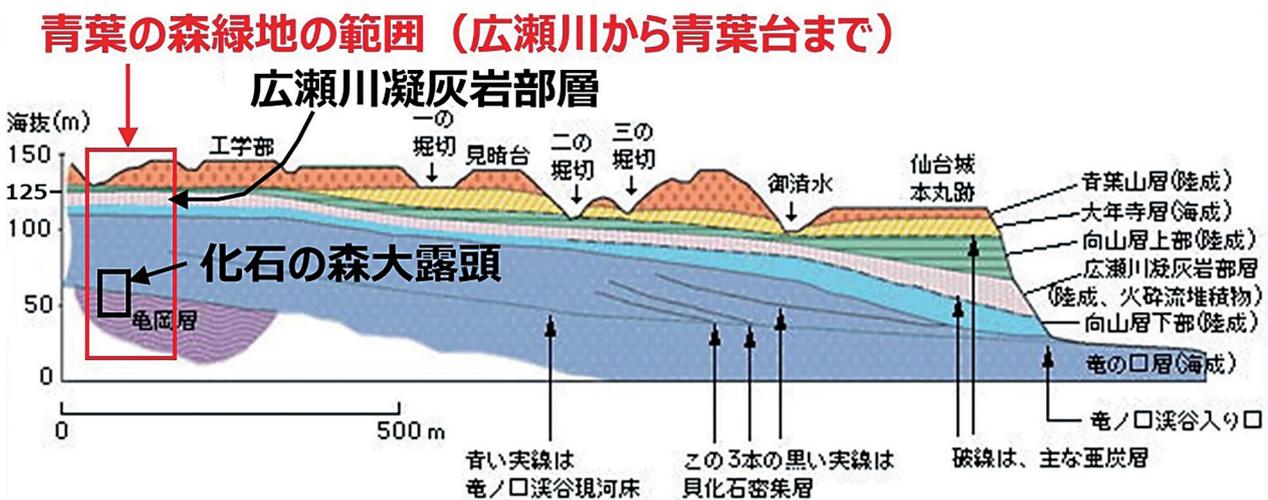


図16. 青葉山丘陵の地質断面図(東北大学植物園ホームページ(教育/普及)の原図を編集: <https://web.tohoku.ac.jp/garden/education.html#p001>). 青葉の森緑地の鉛直範囲(赤枠)と化石の森大露頭で見られる地層の範囲(黒枠)を左端に示した。

つけることができるが、その多くは高温型石英である(図17 (B)). しかし、砕けていることも多く、全てがソロバン玉の形をしている訳ではない。

化石の森では竜の口層は崖の高所に露出しているの
 でその層相を直接間近に観察することは出来ない。し
 かし、露頭下の川原には竜の口層と同じ色調を持つ
 暗青灰色のシルト岩がいくつも転がっており、その
 岩にはしばしば貝化石が含まれていることに気づく
 (図17 (C)). これらは高所から崩落した竜の口層の
 一部である。竜の口層に含まれる化石は暖海棲のもの
 を含まず、種類が少ない割に個体数が多いことなど
 から、寒流系の生態系を起源とすると考えられてい



図17. 化石の森の大露頭で観察できる地層の層相及び特徴。
 (A) 炭片や石片を含む凝灰質砂岩・シルト岩(亀岡層の一部)。
 (B) 露頭下の川原で見られる高温型石英。
 (C) 露頭下の川原で見られる竜の口層から崩落した暗青
 灰色シルト岩と貝化石。

る。また、化石の種類(樹幹や植物の葉、センダイゾ
 ウなどの陸上動物、汽水性の貝、海水性の貝、イルカ、
 クジラなど)の空間分布から、竜の口層の堆積域は西
 が陸地で東に開いた海であったと考えられている。化
 石の森がある郷六付近では、砂底に生きる貝類や、岩
 礁で見られる貝類などが多く、この付近に岩礁性の環
 境があったことを物語っている(地学団体研究会仙台
 支部編 1980)。

(5) Stop 5. 淘汰の悪い地層(火砕流堆積物)

化石の森まで来た時と同じ散策路を通って尾根の上
 の休憩所まで戻ると、西方の谷へ向けて下る道があ
 る。その道を進み、谷底へ至る手前に、斜面の地層が
 僅かに露出している場所がある(図3)。その地層は1
 ~3 cmの淡灰色軽石粒がバラバラに散らばっている
 層相を呈する(図18)。例えば、実験室の水槽に、同
 じ比重の素材で、異なる粒径が混ざった土砂を投げ込
 むと、大きな径の粒が先に水槽の底に落ち、次第に径
 の小さい粒が底に落ちていく。すなわち、径の大きい
 ほど水中での沈降速度は速い(これを「ストークスの
 法則」という)。火山灰と軽石が水中で堆積した場合、
 両者の比重がほぼ同じであるとすれば径の大きい軽石
 が下に集積し、また両者の比重が違っていても
 沈降速度の差で軽石が水平に集まって堆積するはずで
 ある。この地層では、軽石粒は集まっておらずバラバ
 ラに散らばっている。従ってこの地層は川や海などの
 水中で堆積したのではないと推察できる。このように
 粒径が揃っていない状態を「淘汰が悪い」と表現する。
 また、この地層をシャベルの先などで削り指にとって
 感触を確かめると、川などにある砂とは少し違う感触



図18. 散策路の標高約140 m付近に分布する凝灰岩層。
 向山層の広瀬川凝灰岩部層、あるいはその上位の向山層主
 部(上部)であるとみられる。

がする。それはとても細粒だが鋭く尖った火山ガラスが指先に引っかかる感触である。これらの観察から、この層も火山灰と軽石が陸上で堆積した凝灰岩層であることが分かる。この凝灰岩層が露出する場所は標高約80mの化石の森よりも高い位置にあるため（標高約140m）、この地層は化石の森で見た亀岡層よりも上位層に当たるはずであり、青葉山丘陵の地質断面図（図16）を基にすれば竜の口層を覆う向山層、その中でも特に厚い凝灰岩の部層である広瀬川凝灰岩層、あるいはその上位の向山層主部（上部）の凝灰岩層であると考えられる。

広瀬川凝灰岩層は火山噴火の際に発生した火山砕屑流（火砕流）を起源とする火砕流堆積物である（北村ほか 1986）。火砕流は火山砕屑物（火山灰、軽石など）と火山ガスが混ざりあった噴煙が山麓斜面を高温・高速で駆け下る現象であり、火砕流によって山麓の谷筋や凹地は火砕流堆積物で埋め尽くされる（図19）。広瀬川凝灰岩層は約350万年前に恐らく仙台の西方



図19. 1991年のフィリピン・ピナツボ火山の噴火に伴う火砕流と火砕流堆積物で埋め尽くされた山麓の状況。
（上）Albert Garciaの画像を編集
（下）米国地質調査所（USGS）の画像を編集
（<https://volcanoes.usgs.gov/vdmap/pinatubo.html>）

（白沢付近の白沢カルデラがその噴火跡だとする説があるが、議論は続いている）で起こった噴火で発生した火砕流が仙台中心地から岩沼まで達して堆積した地層であると考えられている（地学団体研究会仙台支部編 1980, 宮本ほか 2013）。層厚は愛子盆地の上愛子で14～15m, 仙台市内で7～8m, 岩沼で約2mであり、現在の露出面積は300km²に達する（北村ほか 1986, 宮本ほか 2013）。向山層主部（上部）にも仙台市内で厚さが1m程度の凝灰岩が認められ、広瀬川凝灰岩堆積以降にも、規模は小さいが同様な火砕流噴火が起こっていたと考えられている。

これら広瀬川凝灰岩層や向山層主部（上部）は、仙台国際センターから広瀬川を大橋で渡り、そこから南方向へ歩いて花壇集落の南端の広瀬川対岸にそびえる評定河原の大露頭で観察することが出来る（地学団体研究会仙台支部編 1980, 図20）。現在の仙台は火山活動とはほぼ無縁の土地に思えるが、仙台の地盤を構成する地層には火山活動でもたらされた地層が含まれており、仙台が火山と無縁ではない土地であることが分かる。東北地方の奥羽脊梁山地には中新世後期～鮮新世に噴火したとみられるカルデラ地形が数多く認められており（伊藤ほか 1989）、それらのカルデラ噴火によって形成された火山性の地層が東北地方の各地に分布している。

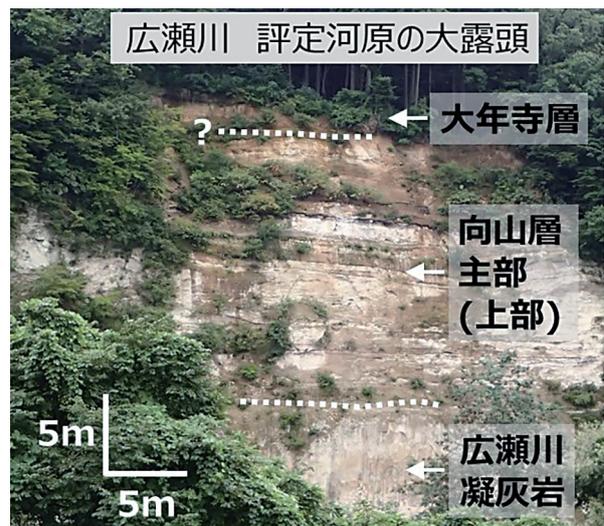


図20. 広瀬川評定河原の大露頭。広瀬川凝灰岩層は竜の口層を覆う向山層の部層である。この露頭における向山層主部（上部）と大年寺層との境界の正確な位置は不明。

表1. 仙台地域の新第三系以降の地質層序(三滝層を追加)(地学団体研究会仙台支部編 1980, 北村ほか 1986, 大月 1987 を編集). 青葉山層より上位の地層は参考までに記載した.

時代		層序区分		古環境	主たる特徴
1.17万年 第四紀	完新世	沖積層		陸上	河川・海岸堆積物
		仙台下町段丘堆積物			河川堆積物
		仙台中町段丘堆積物			河川堆積物
	更新世	仙台上町段丘堆積物			河川堆積物
		愛島軽石層			火山噴出物
		台の原段丘堆積物			河川堆積物
		青葉山層			河川堆積物(段丘堆積物)
258万年	鮮新世	仙台層群	大年寺層	河口から浅海	砂岩のクロスミナ, 浅海性の貝化石
主部(上部;八木山層)			陸上	向山層	凝灰岩多し
					凝灰岩(火砕流堆積物)
主部(下部;北山層)		河川堆積物(上部境界に化石木)			
533万年		中新世	竜の口層	海岸から浅海	動植物化石(海岸, 岩礁, 浅海)
	亀岡層		陸上	凝灰岩含む陸成の堆積岩	
			三滝層	陸上	溶岩流が固まった玄武岩(～安山岩)

4. おわりに

観察会当日は紹介できなかったが、青葉山丘陵の地形発達に関して重要な位置を占める地殻運動(地盤の隆起運動)について、本稿のおわりに補足したい。青葉山丘陵の主体を構成する仙台層群のうち、竜の口層及び大年寺層は海成層である(表1)。竜の口層はStop 4の化石の森で観察した。大年寺層は広瀬川凝灰岩層を含む向山層の上位、Stop 1の小川に転がっていた円レキの起源である青葉山層(段丘堆積物)の下位にあたる地層である。仙台層群及び青葉山層の特徴から再現される青葉山丘陵周辺の古環境は古→新の順で次の通りである。

- 1) 陸(河川)の環境(亀岡層)
- 2) 海岸から浅海の環境(竜の口層)
- 3) 陸の環境;激しい火山活動(向山層)
- 4) 河口から浅海の環境(大年寺層)
- 5) 陸(河川)の環境(青葉山層)

地球上の海面高度は、地球の大気温度や海水温度の変化に伴って大陸氷床の縮小/拡大や海水の膨張/収縮が起きることで上下し、温暖期(間氷期)には海面高度は上がり、寒冷期(氷期)には下がる。仙台層群及び青葉山層が堆積した鮮新世及び更新世において地球上の水の量はほぼ一定であったと考えられている。従って、ある特定の場所における土地の標高(海面からの高さ)は、地球大気の状態(暖寒)とその地

域の地盤運動によって決まってくる。竜の口層や大年寺層が堆積した時代は、青葉山丘陵の周辺は浅い海であった。その前後の陸成層が堆積した時代との環境変化(陸なのか海なのか)は暖寒の変化による海水準変化であった可能性がある。もしそうであれば、竜の口層や大年寺層が堆積した時代は温暖期(間氷期)に当たり、海面は高かったことになる。一方で、現在もまた温暖期に当たり、竜の口層や大年寺層が堆積した時代の海面と同様なレベルにあると考えられている。

青葉山丘陵では、大年寺層が堆積した後、青葉山層の堆積を最後にして、火山灰層の堆積以外には地層の形成は起こっていない。つまり、大年寺層堆積以降は一貫して陸の環境にあったことになる。現在の青葉山丘陵の標高は宮城教育大が立地する青葉山Ⅲ面で150m~160m程度、青葉山Ⅱ面で180m程度、青葉台がある青葉山Ⅰ面で200m程度である。青葉の森緑地ではStop 5において標高約140m付近に広瀬川凝灰岩層あるいは向山層主部(上部)が分布していることが確認できたので、大年寺層はそれより高い位置にあるはずである。また、これらの地層は観察会で歩いた範囲において大きくは傾斜していないと考えられる。従って、大年寺層堆積時には浅海の環境、すなわち現在の海面高度付近(あるいはもっと低い位置)にあったと考えられる青葉山丘陵の原面は、青葉の森緑地付近において、大年寺層の堆積終了(おおよそ258

万年前)以降に少なくとも150m程度上昇(隆起)したことになる。単純化して250万年で150m隆起したとすると、その速度は0.06mm/yとなり、青葉山丘陵は250万年前から、平均すると100年で6mmずつ隆起してきたことになる。地殻変動(大きな地震)は毎年起こるのではなく恐らく数百年程度の間隔で起きてきたと考えられる。更に、地殻変動には活発な時期と平穏な時期があり、数百年周期の隆起が一貫して継続したのではなく、活発な時期に一気に隆起したのかもしれない。いずれにしても、ここに示したのは、地層に記録されている古環境とその地層の現在の位置から、その土地の地殻変動の歴史を読み解く手法の一例である。

本稿では青葉山丘陵の基盤地質、地形発達、地形変化、水文循環を概説する教育コンテンツを記録したが、それらの地形地質が動植物の生育環境を構成する重要な要素であること、すなわち地形地質と生態系とのつながりを紹介するコンテンツも観察会参加者の関心を集めるのではないかと思われる。今後の課題の一つとしたい。

謝辞

青葉の森緑地管理事務所チーフレンジャーの黒川周子氏、レンジャーの河合遥氏、鈴木俊氏、高松敬一氏には観察会の講師にお誘い頂き、その実施と事後フォローにおいても様々にご助力を頂いた。黒川氏には観察会の様子を記録した写真も提供頂いた。東北大学大学院理学研究科の大月義徳先生、宮城教育大学の西城潔先生には青葉山丘陵の地形地質について多くをご教示頂いた。大月先生には本稿原稿にも貴重なコメントを頂いた。記して感謝申し上げます。

引用文献

板垣直俊, 1980. 仙台周辺の2つの示標テフラについて(演旨). 東北地理 32, 64.
伊藤谷生・歌田実・奥山俊, 1989. 東北日本脊梁地

域に分布する中新世後期～鮮新世のカルデラ群について. 地質学論集 32, 409-429.

大月義徳, 1987. 宮城県中南部の中期更新世示標テフラ. 東北地理 39, 268-282.

北村信・石井武政・寒川旭・中川久夫, 1986. 仙台地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 134pp.

田村俊和, 1974. 谷頭部の微地形構成. 東北地理 26(4), 189-199.

田村俊和, 1992. 放山地すべりと賢淵. 東北地理学会編, 仙台エクスカージョンガイド, 48-49.

地学団体研究会仙台支部編, 1980. 新編 仙台の地学. きた出版, 178pp.

中川久夫・小川貞子・鈴木養身, 1960. 仙台付近の第四系および地形(1). 第四紀研究 1(6), 219-227.

中川久夫・相馬寛吉・石田琢二・竹内(小川)貞子, 1961. 仙台付近の第四系および地形(2). 第四紀研究 2(1), 30-39.

古市剛久, 1995. 富谷丘陵谷頭部における水路の伸張短縮を示す微地形および軟弱土層(演旨). 地形 16, 300.

古市剛久, 2015. 微地形と表層土構造から見た富谷丘陵谷頭部での多スケールの斜面崩壊による斜面発達. 地形 36(4), 231-251.

防災科学技術研究所, 1987. 5万分の1地すべり地形分布図 第5集「青森・仙台」図集 5740. 防災科学技術研究所研究資料 116号.

宮本毅・蟹澤聰史・石渡明・根本潤, 2013. 仙台の大地の成り立ちを知る. 地質学雑誌 119, 補遺, 27-46.

Knapp, B., 1979. Elements of Geographical Hydrology. George Allen & Unwin, London. (榎根勇訳 1982. 「地理的水文学の基礎」朝倉書店, 140pp.)