原 著 論 文

愛知県設楽盆地東部の地質構造

(設楽盆地の研究 その 1)*

嘉 藤 良 次 郎**

(1954 年 8 月 9 日受理)

Geologic Structure of the Eastern part of the Sidara basin, Aiti Prefecture
(Study of the Sidara basin, Part 1)

Yosizirō KATō

(Abstract)

(1) Considering the stratigraphic sequence and geologic structure of the Middle Miocene formations, the Sidara structural basin is divided into four units: the central, the northern, the southern and the eastern Parts.

(2) The basement complex is the Ryōke Metamorphic Rocks and unconformably overlain by the Miocene formations.

(3) The Tertiary is classified into two groups, the Hokusetu and the Nansetu. The Hokusetu group, composed mainly of clastic sediments, is further divided into four formations, the Taguti, the Kawakado, the Simoda and the Tubogawa in ascending order. The Nansetu group overlies unconformably on the Hokusetu group and comprises pyroclastic and lava flows.

(4) The sequence of the volcanic activities in the area is as follows: (a) the eruption of rhyolite and dacite contained in the Nansetu group, (b) the intrusion of andesite sills which have been silicified after the intrusion, and (c) the eruption of andesite and basalt after the formation of the basin structure of Sidara.

(5) In the eastern part of the basin the Nansetu group is absent and the Hokusetu group shows a small and rather flat basin structure separated from the major basin of the central part. This minor basin is formed by three fault systems, contemporaneous with each other: N 30°W, N 30°~50°E and N 10°E in directions. The minor basin, moreover, is abundant in silicified andesite sills.

(6) In contrast with the major basin, which has relation with the accumulation of the Nansetu group, the minor basin is caused by the faults which occurred in the Tobe Phase of the Median Line.

は し が き

1951 年以来筆者は松沢 勲教授の中央構造線にそう内外帯地質構造の比較研究の一環としていわゆる設楽盆地の地質構造を研究している。また設楽盆地は第三紀層と火山岩類が盆地構造をなして分布し、地質構造と火山活動の関係を研究するに最も適した地域である。筆者は北設楽郡本郷町、田口町、南設楽郡鳳来寺村玖老勢の 3 地域の調査と設楽盆地全域の概査を終つたので、一応筆者の考えを明か

* 1953 年 4 月 6 日総会および 1954 年 2 月 20 日関東支部例会で講演

** 名古屋大学理学部地球科学教室

地質学雑誌 第 61 卷 第 713 号 1955 年 2 月

にして、広く御批判と御教示をお願いすることにした。

研究中色々有益な助言をいただいた松沢 勲、久野 久、木村敏雄、石岡孝吉、長沢敬之助、吉田新二、林 唯一、諏訪兼位、宮川邦彦の方々、岩石の化学分析をされた林 宏氏に深く感謝する。なお松沢教授には本文の校閲をいただいた。また研究費の多くは文部省科学研究費によつた。

設楽盆地に関する従来の研究

設楽盆地については三浦宗次郎¹¹⁾の調査以来、小藤文次郎⁹⁾・石川成章³⁾らの研究があるが、納富重雄^{12) 13)}によつて、設楽盆地の大部分がかなり明かにされた。納富は第三紀層を下から蛭岩・砂岩・砂岩及び頁岩・凝灰質砂岩・集塊質凝灰岩（凝灰岩2枚をはさむ）にわけ、これをおう火山岩類をネバダ岩・リソイグイト・粗面岩・石英安山岩・輝石安山岩・玄武岩に分類し、また第三紀層が盆地構造をなしていることを初めて明示した。

最近再び多くの人々が設楽盆地の研究を行つているが、主として納富が調査しなかつた地域を対象としている。吉田新二²¹⁾と鈴木重人^{19) 20)}は第三紀層を下より長篠累層・大野累層・門谷累層・鳳来寺累層にわけ、これらを八楽層群とよび、八名郡七郷村巢山付近の礫岩を七滝礫岩²¹⁾と名づけて前者より古いとした。

斎藤正次^{14) 15)}は第三紀層をおう火山岩類を三輪流紋岩類・七郷流紋岩類・鳳来寺流紋岩類・石英安山岩・安山岩類に細分し、火山活動期を2期にわけ、流紋岩類と石英安山岩を前期、安山岩を主とする噴出を後期とした。第三紀層の堆積についで前期活動がおこり、火山岩と火山碎屑岩が累積したので、中央部が沈下して一部に断層を伴う向心構造が生じ、これと同時に中央構造線が再び活動して設楽第三紀層の南縁を断ち、後期火山活動はこの構造運動と同時またはその後に行われ、火山岩の一部は断層面に進入したと説明した。また斎藤は吉田らの七滝礫岩を巢山層とよび、八楽層群より新しいとした。

林 唯一¹²⁾は長篠累層・大野累層・門谷累層の堆積についで流紋岩質凝灰角礫岩層・流紋岩・流紋岩質凝灰角礫岩層・石英安山岩質凝灰角礫岩層・石英安山岩・流紋岩質凝灰角礫岩層・斜長流紋岩・松脂岩・玢岩の順序で噴出累積したとのべ、長篠累層から *Vicarya* sp. と *Vicaryella* sp.¹⁾ を採集し、岐阜県の明世累層に対比した。

久野 久¹⁰⁾は火山岩類の研究を行い、この地域では Olivine-basalt magma type と tholeiitic magma type との両種のマグマが同一火山活動期に噴出したとのべた。

津具金山の鉱床については坪谷幸六¹⁸⁾・立見辰雄¹⁷⁾の研究があり、また玻璃質岩については河野義礼⁸⁾の研究がある。

これまで設楽第三紀層は全層整合に堆積したと考えられてきたが、筆者⁶⁾はこの中に明かな不整合をみつけ、この不整合から下部を北設層群^{ホクセツ}、上部を南設層群^{ナンセツ}とした。北設層群は碎屑岩を、南設層群は火山碎屑岩と熔岩を主とする。

設楽盆地の地質区について

第三紀層の分布・発達状況・地質構造・火山岩類の分布と産状により筆者は設楽盆地を北部・東部・中央部・南部の4区域にわけ（第1図）。北設楽郡豊根村田和金峠・振草村古戸^{タラダネ}・同村神田^{フツト}・南設楽郡海老町与良木峠^{ユラギ}をつらねる線以北を北部区域；振草村下栗代^{シモアツシロ}・御殿村中設楽^{ミドノ}・本郷町本郷^{ホンカダ}・三輪村市原の線以東を東部区域；三輪村市原・同村川合・南設楽郡大野町引地^{ヒキヂ}・長篠村医王寺の線以南を南部区域；これらの区域にかこまれた地域を中央部区域とする。

中央部区域は、設楽盆地の主要部で、東縁と西縁には北設層群が中央に向つて盆地構造を呈して分布する。内部には酸性火山岩とその火山碎屑岩が広く分布し、珪化安山岩の迸入岩床・岩脈が発達する。

北部区域は、北設層群の発達がわるく、他の区域よりも、酸性火山岩類に対する中性および塩基性火山岩類の量の割合が大きい。玄武岩の露出はこの区域に限られるらしい。珪化安山岩は、岩脈となつて少し存在する。東北東—西南西方向の断層があり、田口町にあるものは、北側に落下する階段断層を呈するなど、中央部の盆地構造とはあまり関係がない。

南部区域は中央部の圧砕岩を基盤とする第三紀層と火山岩類の分布区域で、北設層群とこれをおう石英安山岩²¹⁾が広く分布する。中央部区域との境は断層で、一部には圧砕岩が露出する。他の区域に比べて地層の変形がやゝ顕著で、珪化安山岩は主として断層面に迸入した岩床をつくる。

東部区域は中央部区域の盆地構造とは別の浅い盆地構造⁵⁾をしめし、北設層群がよく発達し、南設層群は発達しない。珪化安山岩の岩床が広く露出する。

以上の区分は筆者が研究を進めるため仮りに行つたもので、その意義付けはまだ十分でないが、諸賢の御批判によつて改めらるべき点も多く出ることとおもう。

基盤岩類

東部区域の基盤は領家コンプレックスの諸岩石からなる。主として黒雲母花崗閃緑岩からなるが、北部には N 60~80°E, 55~70°N の片理をもつ黒雲母石英片麻岩があり、南部にはホルンフェルスがある。このホルンフェルスは第三紀層と断層で接するが、大千瀬川峡谷中の道路ではみられない。

東部区域の北設層群

東部区域には北設層群が広く分布し、南設層群はみられない。北設層群は基底礫岩にはじまり砂岩・泥岩・頁岩が累積し、火山碎屑岩を伴う砂岩頁岩互層に終る 1 堆積輪廻を示すが、基底礫岩の発達はわるい。岩床が多数迸入したため地層の厚さの測定は困難であるが、全層約 640 m に達する。下か

第1図 設楽盆地の地質図

第2図 設楽盆地東部北設
楽層群標準柱状図

ら田口累層・川角累層・下田累層・坪沢累層に4分される(第2図)。

1. 田口累層

この累層の模式地は北部区域の田口町大田口より名倉村^{カワムキ}川向に至る県道の露頭で、領家コンプレックスの諸岩石の巨礫を多く含む礫岩からなる。礫は全体として淘汰作用をあまりうけないが、下部に比べて上部の礫は粒径がやゝ揃い、円磨度も大きい。多くの礫は径 10~60 cm で、時には径 2 m をこえる。

東部区域では預淵付近、園村^{トアバク}柄畑^{アシコメ}の足込川の峡谷の路傍、下川村^{カワカド}川角東南約 1 km の振草川煮淵に露出する。径 10~15 cm のよく円磨された基盤岩類の礫を主とし、預淵の上流約 100 m の常盤橋付近では厚さ約 20 m に達する。常盤橋の東の路傍では、基盤岩の巨礫と共に同種の岩石の著しく円磨された径 15 cm 内外の礫が混る。柄畑では風化した花崗閃緑岩をおろつてこれと同一の岩石の 1 辺 2 m に達する角礫と球状に円磨された径 20 cm 位の礫がある。この区域では田口累層は非常にうすく、発達もわるいので地質図には便宜上川角累層に含めて示した。

2. 川角累層

下川村川角の振草川左岸の露頭を模式とする。主に白色の花崗質粗粒砂岩からなり、模式地付近では厚さ約 110 m に達し、上中下に3分される。下部は田口累層から漸移し、主に細礫を含む粗粒砂岩からなり、各単層の厚さ 20~60 cm の細礫岩・粗粒砂岩・細粒砂岩の互層をもつ部分もある。中部は径 3 cm 以下の円礫を含む粗粒砂岩で、偽層がよく発達し、下川村三ッ石・下田間の振草川左岸によく露出する。振草川・平瀬川の合流点で黒雲母の密集したレンズが円礫層を伴う部分がみられた。上部は主に粗粒砂岩からなり、上方に次第に細粒となる。砂岩中の礫はよく円磨され、主に領家コンプレックスの石英片岩からなり、雲母片岩、花崗閃緑岩の礫もある。細礫は長石・石英の大型結晶が多い。預淵の西南約 150 m の採石場で *Chlamys* sp. をえた。

納富重雄の砂岩¹³⁾、吉田新二の長篠累層本郷砂岩層²¹⁾は川角累層にあたる。納富は川角から *Pecten* sp., *Venus* sp., *Tellina* sp. を報告した。

3. 下田累層

この累層は川角累層を整合におろし、泥質細粒砂岩・泥岩・凝灰岩・頁岩・砂岩からなり、厚さ約 290 m に達する。上中下に3分されるが、火山岩の進入のため変質して部層の識別が困難なことがある。納富重雄の砂岩及び頁岩の下部¹³⁾、吉田新二の大野累層²¹⁾は下田累層にあたる。

a. 下部層

模式地は園村平瀬の平瀬川河床およびこれにそう路傍の露頭で厚さ約 30 m、暗灰色細粒砂岩を主とし、砂岩・泥岩が互層する部分もある。上限近くに厚さ約 5 m の白色花崗質粗粒砂岩をはさみ、暗灰色泥質細粒砂岩をへて中部層に漸移する。層理は不明瞭で、他の部層ほど固くなく、不規則な小片にわれやすい。砂岩は石英・長石の破片が多く、黒雲母の目立つ部分もある。

下川村下田東方の山腹には花崗質粗粒砂岩がよく露出し、パルプ圧砕用の石臼として稼行されるが、

この砂岩の上に接する泥質細粒砂岩は貝化石に富み、*Sanguinolaria minoensis* (YOKOYAMA), *Macoma optiva* (YOKOYAMA) その他をえた。この層準は設楽第三紀層中で最も多く化石を産し、*Macoma* が著しく多いが、植物破片もかなり含まれる。なお東園目川河床では保存のよい化石がえられる。

b. 中部層

下川村下田の振草川河床に露出する塊状暗灰色の泥岩を模式とする。園村平瀬・川登・橋場に分布し、厚さ約 80 m。層理不明な暗灰色泥岩を主とし、下部はやゝ板状にわれるが、上限近くに玉葱状構造が発達する。新鮮な泥岩はかすかな硫黄臭をもつ。風化すると灰白色となり、小片にくだけやすい。上限近くに石灰質団球を含むことがある。園村真知の御園トンネル入口付近の泥岩は、極めて少量ながら海緑石を含み、また上限近くには径 0.5 mm 位の白色浮石をもち、火山活動が始まったことがわかる。

石灰質団球中にかにの爪が含まれることもあるが模式地の団球から *Macoma optiva* (YOKOYAMA), 軒山西南約 500 m の谷中で *Macoma tokyoensis* MAKIYAMA, *Venericardia* sp., *Astarte* sp. をえた。しかし一般に化石は少ない。

c. 上部層

川登のはゞ南北方向の谷と川登より久保に至る谷との谷合付近の露頭を模式とし、厚さ約 180 m。やゝ板状の暗灰色泥岩ないし頁岩を主とし、厚さ 10~15 cm の細~中粒砂岩・珪質凝灰岩をはさむ。泥岩は下部ではやゝ塊状暗灰色で、かすかな硫黄臭をもつ。黒灰色の虫喰状の斑点を含むことがあるが、斑点は概して層理に平行し、巾 1 mm, 厚さ 0.2~0.5 mm, 長さ 2~15 mm の大きさをもち、他の部分に比べ褐色の粘土鉱物が集合している。上限に近い程板状節理が発達し、玉葱状構造も扁平となる。また上部程淡灰色で、ガラス質物質に富み、虫喰状斑点も明瞭となる。砂岩は下部に多く、淘汰作用をよくうけた石英・斜長石・微斜長石の粒と極めて少量の安山岩の破片およびかなりのガラス質物質をふくみ、白雲母もかなり存在する。この部層の下限近くでは砂岩と泥岩の境界はやゝ波状を呈することもあるが、中程の層準では膠結物が凝灰質で非常に平らな板状となる。本郷町本郷の駒久保川の振草川と合する近くの河床の砂岩は著しく凝灰質で、径 2 mm 前後の石英、絹雲母を生じた正長石を非晶質シリカが埋めている。橋場の約 1 km 東方の谷の珪質凝灰岩は放散虫を含み、0.1 mm 以下の石英・長石の破片が非晶質シリカで交代された火山玻璃で埋められている。模式地から久保に至る道の途中では白色の凝灰質頁岩に暗灰色斑点がみられる。

園村坪沢・長畑間の県道の断層近くで、*Macoma optiva* (YOKOYAMA) と、かにの爪を含む石灰質団球をえた。

4. 坪沢累層

園村御園から本郷町に至る県道の坪沢・大野間の露頭を模式とする。東部区域では北部に分布し、厚さ約 220 m の淡~暗灰色凝灰質頁岩・砂岩・凝灰岩からなり、上下に2分される。納富重雄の砂岩及頁岩¹³⁾の上部、吉田新二の門谷累層²¹⁾の一部はこれにあたる。

a. 下部層

淡~暗灰色凝灰質頁岩を主とし、凝灰岩・凝灰質砂岩をはさみ、厚さ約 120 m。模式露頭の西縁は N 45°W 方向の断層で下田累層と接するが、この凝灰質頁岩は濃淡の厚さ 2~6 cm の互層をなし、ゆるい波状を示す。この層準の上に厚さ 4~6 cm の頁岩・凝灰岩の互層があり、一部に砂岩をはさむ。凝灰質頁岩の中には暗灰色の虫喰状斑点をもつことがある。

川登の北西の谷で *Palliolium (Delectopecten) peckhami* (GABB), *Lucina* sp., かにの爪をえた。

b. 上 部 層

各単層の厚さ 10~60 cm の粗粒砂岩と凝灰質頁岩の互層からなり、全層の厚さ約 100 m。凝灰質頁岩は淡~暗灰色で、暗灰色虫喰状の斑点をもつものがある。砂岩は石英よりも長石を多く含み、流紋岩・泥岩・安山岩等の破片をもつ。膠結物は凝灰質物質を含み、二次的に方解石を生じたものもある。長石は $Ab_{70} An_{30}$ 位のものが多く、累帯構造・曹長石双晶が発達し、絹雲母が生じたものも少ない。安山岩の破片は $Ab_{70} An_{30}$ 位の斜長石の細い lath と不透明鉱物に富むが、他の有色鉱物は明かでない。砂岩中に凝灰質頁岩の奇妙な形のレンズがはさまれ、層間異常がみられる。望月峠の南側には火山碎屑物の著しい地層があり、一部は南設層群に属するかもしれない。

上部層は下部層に比べてやゝ凝灰質物質がへり、下部層から由来したと思われる凝灰岩や凝灰質頁岩の破片を含み、基盤岩から由来した石英も含む。鳳来寺村玖老勢で坪沢累層が南設層群の玖老勢累層に不整合におくられるので、坪沢累層は北設層群の海退期を示すものであろう。

筆者は北設層群の時代を決定する資料をまだ十分にもたないが、これまでの資料によりつぎのような見通しをもっている。筆者は師崎累層⁴⁾より *Solemya tokunagai* YOKOYAMA, *Acila divaricata* (HINDS), *Neilonella poronaiica* (YOKOYAMA), *Yoldia tokunagai* YOKOYAMA, *Yoldia sagittaria* YOKOYAMA, *Palliolium peckhami* (GABB), *Propeamussium tateiwai* KANEHARA, *Lima goliath* SOWERBY, *Periploma besshoensis* (YOKOYAMA), かにの爪をえた。師崎累層は下田累層と若干の共通種をもち、その頁岩・凝灰岩の岩相がよくにている。また一志層群¹⁶⁾(田尻層をのぞく)の堆積輪廻は北設層群のそれとにっており、その貝化石群は師崎累層と若干の共通種をもつので、北設層群・知多層群⁴⁾(師崎累層)・一志層群の対比が考えられる。したがって設楽盆地の形成は中央帯の砥部時階⁷⁾の活動と関係が考えられる。

火 山 岩

東部区域に分布する火山岩は珪化安山岩と輝石安山岩類で、鳳来寺山付近に広く分布する流紋岩類はみられない。

1. 珪化安山岩

東部区域には柱状節理の発達した白色の岩床が広く分布する。先に筆者⁵⁾が久野 久の助言により変質した白色の安山岩としたものがこの岩石で、簡単にするため本文では珪化安山岩とした。納富重雄がリソイダイトとした岩石、斎藤正次¹⁵⁾の安山岩類中、鳳来寺山西側の岩床をなすもの、林 唯一の斜長流紋岩²⁾の一部はこの岩石をさす。

新鮮なものは白色で、灰曹長石の斑晶と径 1 mm 位の暗灰色の斑点をもつが、風化すれば黄褐色の縞を生じ、斑点も赤褐色となる。斑晶の灰曹長石は長さ 1.5 mm 以下、自形の単独結晶はむしろまれで、2~6 個の結晶が glomeroporphyritic structure をつくることが多い。多くのものは絹雲母が生じ、あるものには方解石が生じている。暗灰色の斑点は絹雲母の集合体である。石基は潜晶質ないし完晶質で、曹長石の lath と少量のチタン鉄鉱・白雲母・燐灰石とこれらの間を埋める石英からなる。曹長石の表面はよごれ、また上述以外の有色鉱物はない。石英をのぞいて考えれば安山岩の組織をもっているので、安山岩が噴出直後に珪化作用をうけて変質したものであろう(第1表参照)。岩床の周囲の地層には熱による変質を与えたのみで、珪化作用を及ぼしたものはないが、黄鉄鉱の生じた頁岩がみられることもある。珪化作用の程度は岩床の部分によつて差がみとめられない。

川登には岩脈がみられるが、東部地域ではほとんど岩床をなす。岩床の主なもの4枚あり、最も厚いものは川角累層と下田累層の境付近にあり、残りは主に下田累層中にある。下川村下田の椿沢では厚さ 100 m に達し、この岩床が地層と接する付近には数個の岩脈を伴い、地層の構造も乱れ、熱

による変質は他の露頭におけるよりも甚しい。したがって珪化安山岩の噴出口はこの付近の下方にあるらしい。珪化安山岩の厚さはこの付近から NE—SW の方向で最大となる。また川角でも岩床が著しく厚いので、この付近にも噴出口があつたらしい。

2. 輝石安山岩

珪化安山岩の珪化作用が終つた後に噴出した中性ないし塩基性の火山岩と岩脈を輝石安山岩として一括した。納富重雄¹³⁾の輝石安山岩、林 唯一²⁾の玢岩にあたる。主に東部・北部両区域の境付近に分布し、多くは岩脈であるが、一部は熔岩であつたらしい。

斑晶をもつ輝石安山岩は曹灰長石 (Ab₂₅ An₇₅)・普通輝石・磁鉄鉍などの斑晶を含み、石基は中性長石 (Ab₇₀ An₃₀)・単斜輝石・磁鉄鉍・チタン鉄鉍・アルカリ長石・燐灰石・かんらん石・脱玻璃作用をうけたガラスよりなる。石基および微斑晶の単斜輝石中には (+)2V が 25° 以下のものがある。

平瀬川中流の沢上の東方で珪化安山岩の岩床を輝石安山岩の岩脈がきる。

坪沢・大野間の坪沢累層中に長さ 1 m 位の灰白色の玢岩塊が concordant にはさまれる。また下川村下田の洞沢上流・朽畑の節沢にも玢岩がうすい岩床をつくる。これらは主成分として酸性曹灰長石・輝石 (完全に方解石に変つている)、副成分にチタン鉄鉍・燐灰石をもち、低温で生じたとしい石英脈がかなり多量に存在することがあり、またアルカリ長石をもつこともある。この岩石はむしろ珪化安山岩と近縁なものかもしれない。

第1表 珪化安山岩化学成分

wt %	A	B
SiO ₂	71.67	70.54
Al ₂ O ₃	13.13	12.97
TiO ₂	0.10	0.02
Fe ₂ O ₃	0.84	0.96
FeO	1.58	2.33
MnO	1.13	tr.
MgO	0.44	0.66
CaO	0.92	0.98
Na ₂ O	3.00	3.75
K ₂ O	4.74	4.86
H ₂ O(+)	1.98	2.32
H ₂ O(-)	0.15	0.32
P ₂ O ₅	1.38	0.01
total	101.06	99.72

A: 北設楽郡本郷町赤谷本郷トンネル内

B: 南設楽郡鳳来寺村玖老勢、中学校東方の石切場 (分析者 林 宏)

地 質 構 造

1. 東部区域の断層

この区域には (a) N 30°W, (b) N 30°~50°E, (c) N 10°E の 3 方向の断層系統が認められる。これらの断層は珪化安山岩の岩床の進入のためその落差が明かでないものが多い(第3図参照)。

N 30°W 方向の断層はこの区域の東縁で巾 1 km の間に多数認められる。園村真知で西側が落下する 2 断層が約 100 m の間隔で平行し、その東側の a₁ は川登の南方で S 40°~50°E に転じ、西側の断層 a₂ との間隔が開く。間隔の開いた常盤橋付近には少なくとも 3 断層があり、a₃ は東側落下で、a₂ とともに小地壘をつくり、振草川峡谷に基盤を露出させた。a₄ は西側落下で、同方向の小断層を伴い、預淵より浦川町付近に達し、浦川町錦 ^{オキヤンバシ} 橋の上流約 150 m の路傍で中央帯の圧碎岩をきる。坪沢累層の模式地の西縁をきる断層 a₅ は東側が落下し、a₁ との間に地溝をつくるが、平瀬以南では明かでない。坪沢・大野間には a₅ に伴う 2 断層 a₆・a₇ がある。平瀬・三ツ石間の小断層 a₈ は a₅ の延長の西にあつて西側が落下している。足込・橋場間の断層 a₉ は朽畑の基盤の北東側を通り東北側が落下しているが、これは基盤の隆起に関係したものであろう。椿沢・振草川の合流点の断層 a₁₀ は南西が落下しているが、a₁₀ の延長方向にあつてしかも落下の側が逆になつていいる。概して N 30°W の断層は中央部区域に近いもの程振草村小林の断層の N 60°W 方向に近づく傾向がある。大入川峡谷の基盤岩が a₁ の延長上でこれと同方向の岩脈状捕獲岩を多数含む。これは設楽盆地の形成が基盤

第3図 設楽盆地東部断層分布図

の構造に関係をもつことを示すものかもしれない。
 N 30°~50°E 方向の断層は中央帯に近いものは北西側が、北部区域に近いものは南東側が落下し、東部区域の小盆地構造の形成に強く関与しているが、最北の b_1 は逆に北西側が落下している。 b_1 は坪沢・長畑間の県道が S 字状に曲る部分から橋場西方に走る。本郷町北西の戦橋の約 100 m 下流の断層 b_2 は足込川にあらわれるが、その延長は珪化安山岩の岩床のため明かでない。地質断面図 (第 4 図) に示されるように、この延長は珪化安山岩の噴出口をなしたものと考えられる。下田東方の振草川の屈曲部にみられる断層 b_3 は北西側が落下し、その延長は平瀬川の谷で 2 分するらしい。川角南方 500 m の、振草川・小田沢合流点付近の断層 b_4 は西北側が落下し、その延長らしい断層が東園目川の東開橋の約 300 m 上流で a_1 をきる。北設層群とホルンフェルスを境する断層 b_5 は、直接露頭をみることはできないが、大千瀬川峡谷で花崗閃緑岩中の破碎帯をつくる。N 30~50°E 方向の断層は浦川町付近の中央帯の走向と一致し、少くとも南よりのものは中央帯の活動と関係をもつ。

N 10°E 方向の断層は中央帯をきる断層の一部である。納富重雄¹³⁾によれば三輪村市原の南北の断層で中央帯がずれる。この断層は多数の断層の集りで、全体としては N 10°E 方向の断層帯をなす。第 3 図にはその一部を示したが、詳細はなお調査中である。椿沢東の断層 C_1 は本郷町の東方にのび、西側が落下しているが、水平移動は確かめられていない。三ツ石南方にも同方向の小断層 C_2 がある。

第4図 愛知県設楽盆地東部地質断面図

3系統の断層は相互の関係が明かなものは少く、珪化安山岩の岩床をきるものがない点を重視すれば、非常に短い時間に全部生じたと考えられる。むしろ同時の構造運動に属し、同時に生じながらも一方が他方を切るような関係にあつたものであろう。

2. 地質構造と火山活動

筆者は設楽盆地の火山活動を3期にわけ、第1期には南設層群の流紋岩・石英安山岩およびそれ

第 5 図

らの火山碎屑岩が属する。北設層群の凝灰岩はこれに含める。第2期には盆地構造の形成に伴う安山岩の侵入岩床が形成され、侵入直後に珪化作用をうけた。第3期には安山岩・玄武岩の岩脈が形成された。

東部区域では第1期のものは北設層群の凝灰岩のみである。第2期の岩床はよく発達し、多くの場合地層と concordant で盆地構造に関係している。また断層面に岩脈となつて侵入することもあるが、断層にきられる岩床は発見されない。したがって盆地構造の形成と同時に侵入岩床が形成されたと考えられる。中央部区域の岩床が 30° 以上の傾斜をもつのに対し、東部区域では $10^\circ \sim 30^\circ$ でかなりゆるい。これは中央部区域が第1期火山活動の中心で、盆地構造の形成に断層以外の要因が関係した¹⁴⁾のに対し、東部区域では盆地構造の形成は主として断層運動により、第1期火山活動の影響が少いことによるのであろう。第3期の岩脈は岩床をきつており、明かに珪化作用の終了後に活動した。

結 論

東部区域には北設層群をきる断層によつて生じた浅い小盆地構造がある。この盆地構造は中央部区域のそれとは成因に相異がある。すなわち北設層群の堆積後に南設層群が厚く堆積した中央部区域では中心部が陥没して盆地構造が生じ、これに断層が伴つた¹⁴⁾。東部区域では南設層群は現在全くみられず、また南設層群の火山岩類の火道も存在しないので、最初からあまり発達しなかつたであろう。したがって南設層群の噴出累積による中央部区域の陥没とは無関係に東部区域の盆地構造は断層系の発達によつて形成された。

東部区域の断層は $N 30^\circ W$, $N 30^\circ \sim 50^\circ E$, $N 10^\circ E$ の3系統があり、これらは珪化安山岩の侵入岩床をきらないので、侵入と同時に生じたものと考えられる。 $N 30^\circ \sim 50^\circ E$ の方向は浦川町付近の中央帯と同方向なので、中央帯との関係が考えられる。南部区域では第三紀層の南縁は東西方向の断層で断たれるが、その断層は中央帯の再活動によるとされている¹⁴⁾。したがって $N 30^\circ \sim 50^\circ E$ 方向の断層もこれと同時のものであろう。また $N 30^\circ W$ および $N 10^\circ E$ 方向の断層は明かに中央帯をきるので、当時の中央帯の再活動は設楽盆地付近では色々な方向の断層を生じたものと考えられる。さらにその1部は基盤の構造とも一致する。

火山活動は3期にわけられ、東部盆地では第2期の岩床の発達が著しい。第2期の侵入岩床は盆地構造の形成と同時に生じたので、中央帯の活動を機に設楽盆地の内部で火山活動の区域に変化がおきたことになる。

参 考 文 献

- 1) 林 唯一 (1952): 鳳来寺山付近の地質 (予報), 地質雑, 58, 304
- 2) 林 唯一 (1954): 揺変性層間褶曲について, 愛知学大研究報告, 3, 80~87
- 3) 石川 成章 (1899~1900): 三河設楽第三紀及其付近地質報告, 地質雑, 6~7
- 4) 嘉藤良次郎・松沢勲 (1951): 知多半島南端の地質構造, 地質雑, 57, 290~291
- 5) 嘉藤良次郎 (1953): 設楽盆地東部の地質構造, 地質雑, 59, 320
- 6) 嘉藤良次郎 (1953): 設楽第三系の概観, 堆積学研究, 5, 1~2
- 7) 小林 貞一 (1951): 総論 (日本地方地質誌)
- 8) 河野 義礼 (1950): 本邦産玻璃質岩の研究, 地調報, 134
- 9) B. Koto (1916): On the Volcanoes of Japan. V, Jour. Geol. Soc. Tokyo, 23, 95~127
- 10) 久野 久 (1950): 日本の火山及び火山岩に関する問題, 地質雑, 56, 226~231

- 11) 三浦宗次郎 (1890): 1/200,000 地質図足助および同説明書
 - 12) 納富 重雄 (1922): 三河国設楽第三紀層地域に頒布する石英粗面岩に付いて, 地学雑, **34**, 438~443
 - 13) 納富 重雄 (1929): 1/75,000 地質図設楽および同説明書
 - 14) 斎藤 正次 (1950): 設楽第三紀層および火山岩類の南縁における中央構造線, 地質雑, **56**, 285
 - 15) 斎藤 正次 (1952): 1/50,000 地質図三河大野
 - 16) 滝本 清 (1935): 三重県一志郡地方の新生界, 地球, **23**, 326~338
 - 17) 立見 辰雄 (1948): 愛知県津貝金山における 2・3 の観察, 地質雑, **53**, 622~627
 - 18) 坪谷 幸六 (1936): 愛知県津貝金山の地質および鉱床, 地質雑, **43**, 63~73
 - 19) 吉田新二・鈴木重人 (1951): 愛知県設楽第三紀層の地質構造, 地質雑, **57**, 290
 - 20) 吉田新二・鈴木重人 (1952): 愛知県設楽第三紀層の地質構造——特に七滝礫岩層について, 地質雑, **58**, 305
 - 21) 吉田 新二 (1953): 愛知県設楽第三紀層の地質構造, 愛知学大研究報告, **2**, 83~88
-