

岐阜県土岐盆地の構造の研究

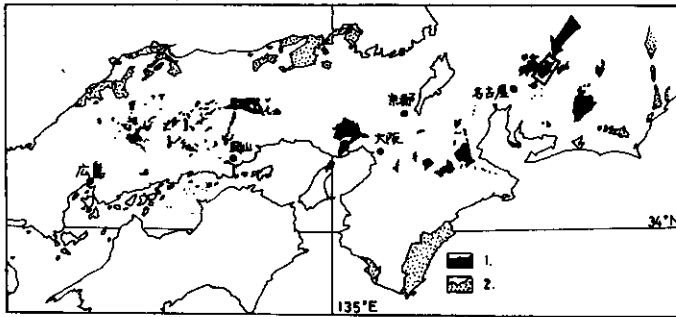
—特に陥没時の断裂系について—

林 讓 治*

Jouzi HAYASHI

I はじめに

岐阜県瑞浪市周辺には、中新統瑞浪層群が東から可児、土岐、岩村の各盆地に分かれて堆積している。これらの盆地の層序は、藤田(和)・生越(1950)をはじめ数多くの研究がなされ、UEMURA(1961)、糸魚川(1974 a, b)などによりほぼ総括されている。



第1図 瀬戸内中新統の分布と調査位置(糸魚川, 1980に加筆)

1. 瀬戸内中新統 2. その他の中新統

笠間・藤田(和)(1957)は、瑞浪層群を含む第一瀬戸内累層群(池辺, 1957)が堆積した盆地を基盤褶曲による似非クラトン盆地(MAKIYAMA, 1956),と考えた。藤田(和)(1968)は、その沈降帯を本州弧に直交するNS性の圧縮力により形成された複背斜上のdownwarpingとして位置づけた。UEMURA(1961)は、瑞浪盆地の各々の盆地の造構過程と地質構造から、N~N NW方向からの水平圧縮力と垂直方向の圧縮力が作用する造構力下で各盆地の地層が堆積した、と考えた。

筆者は、土岐盆地の構造地質学的意義を解明するために、盆地の形成運動について研究を進めてきた。すでに、林(1979)により土岐盆地が陥没であることを示したので、ここでは、陥没形成に関係した断裂系について述べる。

本研究を進めるにあたり、新潟大学藤田至則教授には多方面にわたり終始御指導をいただいた。動力炉核燃料開発事業団の稲積 惺氏には、未発表のボーリング資料の閲覧の際お世話になった。以上の方々に厚く御礼申し上げる。

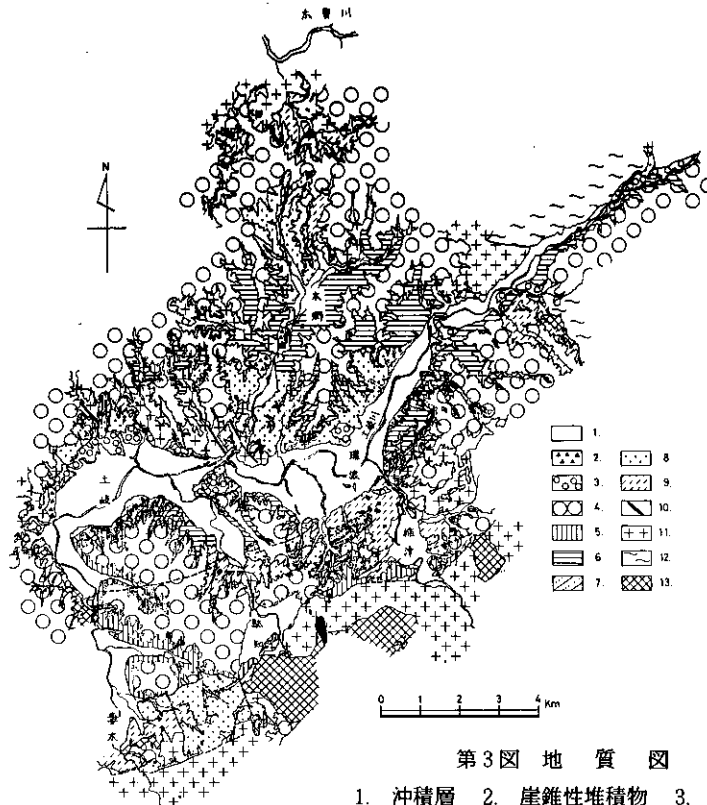
II 地質概説

本地域の地質は、基盤岩類、中新統瑞浪層群、鮮新統~更新統瀬戸層群に大きく3分される

* 新潟大学理学部地質鉱物学教室

Age	Formation	Lithofacies	Volcanism
Plio-Pleist.	R. Recent Iaius terrace	debris cob-peb gr	
	Toki F.	peb-cob, cg s.s - m.s	
	Seto G. ? Kokiguchi F.	m.s. silt sl. f. ft. cob-grit, cg bre.	
Mio.	Oldawara F.	mass m.s. ft. pns ft s.s. cg bre.	
	Shimohida F.	pms ft, sc. ft s.s., ms., alt m.s.	
	middle Akeya F.	ft. ss, t.c. ms. f. ft. sc. ft cg., bre.	
early Mio.	Mizunani Toki lignite bearing F.	s.s., m.s. lg., ligic. ms. f. ft. cg., bre.	
pre-Tert.	Basement	qz porphy granite welded ft. diab., chert, phole	

第2図 総合柱状図



第3図 地質図

1. 沖積層
2. 崖錐性堆積物
3. 段丘堆積物
4. 土岐累層
5. 土岐口累層
6. 生衣累層
7. 下肥田累層
8. 明世累層
9. 土岐夾炭累層
10. 石英斑岩
11. 花崗岩
12. 濃飛流紋岩類
13. 中古生層。

(第2, 3図)。

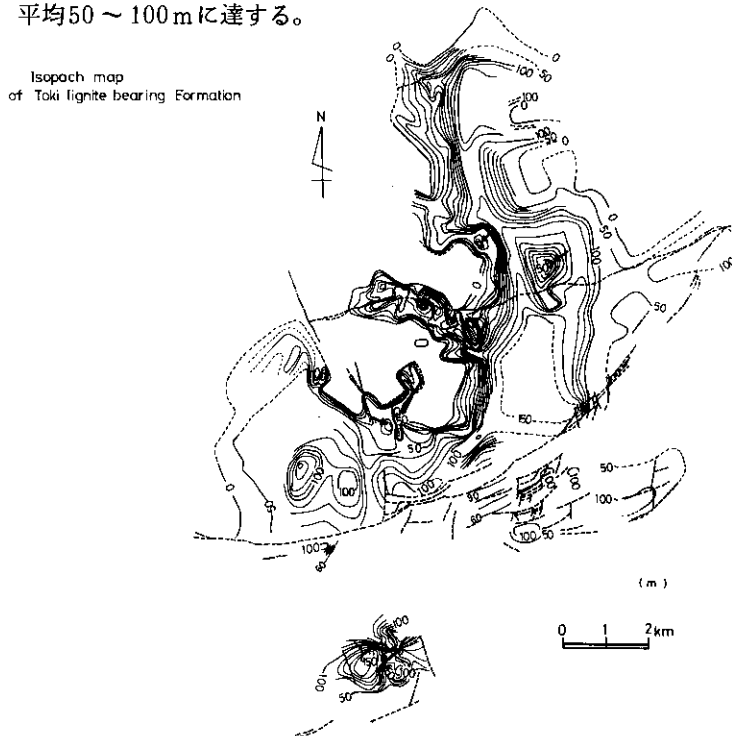
基盤岩類は、塊状～斑状黒雲母花崗岩を主体とし、他に、中古生層、濃飛流紋岩類などからなる。

中新統瑞浪層群は、下位から、土岐夾炭累層、明世累層、下肥田累層、生俵累層に区分される。明世累層以降の地層は、著しく凝灰質に富む。火砕物質は、分級や淘汰の程度からあまり移動していないものと推定される。なお、従来の本郷累層は、明世累層に、宿洞層は、生俵累層に含められる。

III 陥没について

林(1979)では、土岐盆地の南部において陥没構造を検証したが、その後の調査から、土岐盆地全体が一つの陥没盆地そのものであることが明らかになった。まず、その根拠を簡単に述べる。

土岐夾炭累層は、ほぼ水平な構造で、いたるところで基盤岩に対しアバット不整合の関係で接する。また、そのアバット不整合面は、地質図上において直線的に連続し、ここでは、土岐夾炭累層が基盤岩類のなす凹地を下から順次埋没している。これは、アイソパックマップにも明らかである(第4図)。アバット不整合ね傾斜は、 $(40^{\circ}) \sim 60^{\circ} \sim 90^{\circ} (+)$ を示し、アバット量は、最大150m、平均50～100mに達する。



第4図 土岐夾炭累層の等層厚線図

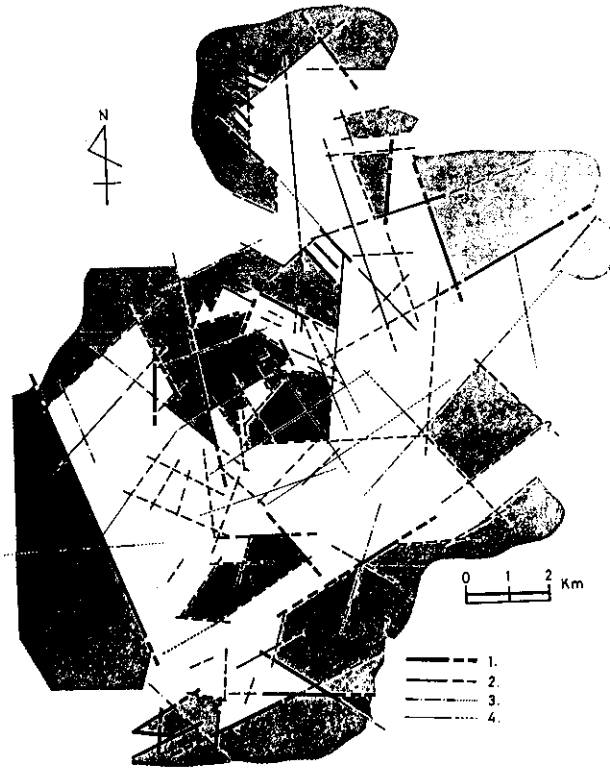
動力炉核燃料開発事業団の所有する約200本のボーリング資料をもとに作成した。矢印は、層厚の小さいところを示す。

いわゆる不淘汰な堆積物が、基盤岩に、とくにアバット不整合面の近くに分布する。

アバット不整合面の走向と一致する基盤岩中の断裂系——断層粘土が固結し、土岐夾炭累層に不整合に覆われる——が存在する。

これらの事実から、土岐夾炭累層は、断層により形成された陥没盆地に順次アバットしていった、と考察される(第5図)。陥没域の水平的規模は、約 8×10 kmで、落差は、最大150m前

後と推定される。



第5図 陥没形態図

白ヌキ部が陥没域、アミ部が陥没から取り残された基盤岩、種々の線は陥没時に活動した断層および断層崖

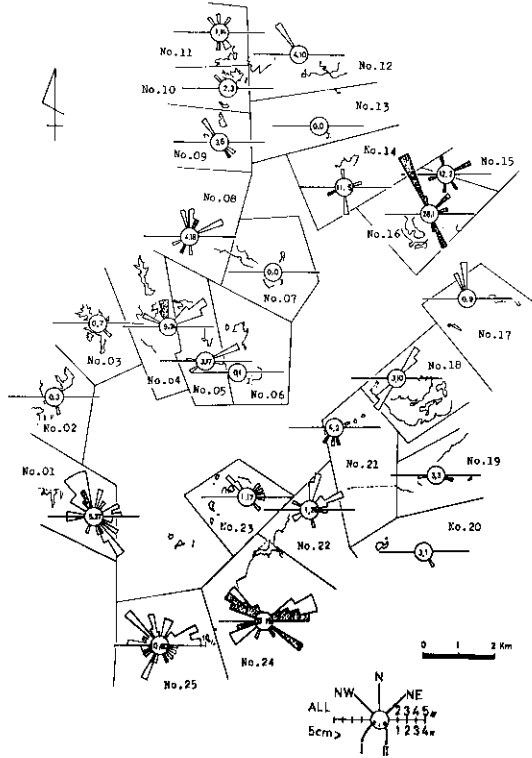
1. 固結断層とアバット不整合面の走向から推定される断層および断層崖
2. アバット不整合面の走向から推定される断層および断層崖
3. 固結断層系から推定される断層および断層崖
4. 各累層のアイソパックから推定した断層および断層崖

IV 断裂系

基盤岩中には、差別運動の結果と考えられる粘土を有する“断層”が存在する。“層”(以下、断層と呼ぶ)は、断層粘土が軟かく明らかに新しいと考えられるのを除いて、よく断層粘土の固結した断層(以下、固結断層と呼ぶ)を調査した。固結した断層粘土は、中新統の泥岩と同様な固結度と岩相を示している。また、固結度から、さらに、I系統とII系統に区分される。II系統は、I系統を切断するが、いずれの系統も土岐夾炭累層に不整合に覆われる。固結断層の傾斜は、 $60^{\circ}\sim 90^{\circ}$ を示す。断層面に観察される slichenside は、水平～垂直方向の移動を示すが、空間的位置などに特徴がない。断層の幅は、多くが1 cm以下で、時に1 m⁺に達する。一般に、中生層中のその方が広い傾向にある。

固結断層系のI系統とII系統は、いずれも、アバット不整合面の走向とよくその走向が一致す

ること、断層粘土の固結度が中新統の泥岩のそれと同程度であること、土岐夾炭累層に不整合に覆われること、さらに、陥没の形成に関係があることから、陥没形成時にはほぼ同時期に形成された断層系である、と考えられる。一方、両者の切断関係から、I系統が陥没形成運動の初期に、II系統が引き続き運動の際に形成されたのであろう。しかし、これらの断層系を、陥没を形成した運動が一連と考えて、一括してあつかうことにする。

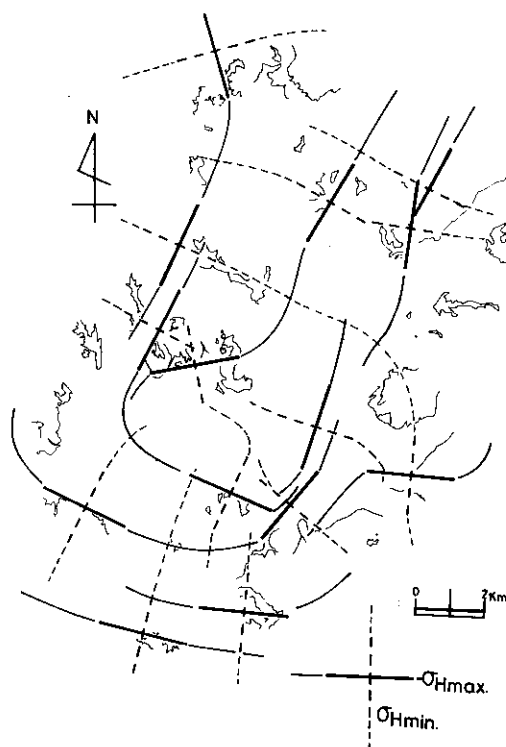


第6図 固結断層のローズダイヤグラム

10°づつに区ぎり、その間の走向を示す断層の測定数を表す。No.25の上半分限り、数量%を用いた。ダイヤグラムの上半分が、測定された全断層の下半分が、断層粘土の中が5cm以上のものの集中を示す。

円内の数値は、左がI系統、右がII系統ダイヤグラムにおいて、点を打った方がI系統を示す。

固結断層系は、多くの地域で1~3方向に集中する(第6図)。陥没を形成した断層系が一次的に dip-slip fault であるのか strike-slip fault であるのかが確認されないので、ここでは、いづれの形態が一次の場合においても、 σ_1 と σ_2 を含む面、あるいは、その平均的な方向は一定であることに注目した。その方向は、 σ_{HMAX} (最大水平圧縮力、後者の場合は平均的な最大水平圧縮力)である。また、 σ_{HMAX} に直交する方向が、 σ_{HMIN} (最小水平圧縮力、後者の場合は平均的な最小水平圧縮力)である。なお、圧縮を正とし、 $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ とする。したがって、応力配置は、断層がより集中している2方向を選び、その集中方向の交線が鋭角に交わる方向の角を2等分した方向に σ_{HMAX} 、それと直交する方向に σ_{HMIN} で求められる(第7図)。



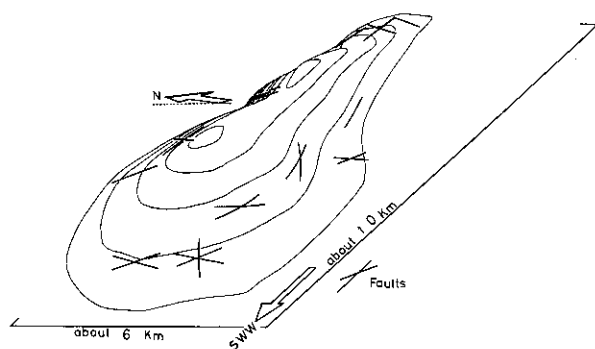
第7図 応力軌範図
土岐付近では、 σ_{HMIN} が放射状に配列している。

第7図は、北東地域がNE-SW方向から、南西地域がほぼE-W方向から相対的圧縮力が作用し、逆に、それと直交する方向に引張力が作用したことを示している。また、引張力は、土岐付近を中心に放射状に作用したことも示す。

この配置は、ほぼ直交する2方向から圧縮力（あるいは引張力）が作用したとも考えられるが、むしろ、土岐付近の σ_{HMIN} の配置を考慮して、局所的なムード状隆起の結果生じた応力配置と考えた方が、自然である（第8図）。この場合、 σ_1 は垂直である。また、このモデルは、I系統とII系統に分けて断裂系の形成を考えた場合も、説明が可能であろう。

したがって、土岐盆地の発生機構は、中村（1968）、笠間・藤田（和）（1957）、UEMURA（1961）などが示した機構ではなく、藤田（至）（1972など）などがグリーンタフ地域で検証してきたドーム状隆起に伴う陥没、と同様な機構と結論される。

藤田（1976）、小室ほか（1977）は、ドーム状隆起の原因をマグマだまりの上昇と考えたが、土岐盆地では、火山岩の顕著な噴出がなく、原因追求は、今後の課題である。しかしながら、明世累層以降に火砕物質の量が急増することと、堆積盆地の形態と火砕物の性質の変化が対応している事実は、地下におけるマグマだまりの存在を思わせる。この実証には、塩火山（吉田, 1977）の活動時期も含めて、火砕物質の供給源を解明する必要がある。



第8図 隆起現象復元図

この図は、現在盆地として保存されている地域に限り概念的に描いてある。実際の隆起の水平的規模は不明で、隆起量も定性的である。図中に示した断層は、第6図の断層系に対応する。

V まとめ

土岐盆地は、従来言われてきた側方圧縮下での基盤褶曲上の downwarping として形成されたのではなく、局所的なドーム状隆起により形成された陥没盆地である、と結論される。

文献

- 藤田至則, 1972: グリーンタフ変動と地向斜の発生～発展期の法則. 伊豆半島, 13-33. 東海大学出版会.
 ———, 1976: 新生代末期の地殻運動と火山活動 - 不整合解析法. 地球科学, 30, 102 - 105.
- 林 譲治, 1979: 岐阜県瑞浪地方南部の前期中新生世堆積盆地の発生機構について. 日本地質学会86年学術大会講演要旨, 396.
- 藤田和夫, 1968: 六甲変動その前後 - 西南日本の交差構造と第四紀地殻運動. 第四紀研究, 7, 248 - 260.
 ———・生越 忠, 1950: 岐阜県瑞浪町北方の新生代層の岩相的分類 - 濃尾地方新生代層の地質学的研究〔第1報〕, 地質雑, 56, 481 - 492.
- 池辺展生, 1957: 日本新生代の積成盆地 - 特に中新世の積成区 -. 新生代の研究, 24-25, 508 - 517.
- 糸魚川淳二, 1974 a: 瑞浪層群の地質. 瑞浪市化石博物館報告, 1, 9 - 42.
 ———, 1974 b: 瑞浪層群と第1瀬戸内累層群. 同上, 1, 353 - 364.
 ———, 1980: 瑞浪地域の地質. 瑞浪市化石博物館専報, 1, 1 - 50.
- 笠間太郎・藤田和夫, 1957: 日本の新生代の堆積区とその変遷. 新生代の研究, 24-25, 518 - 526.
- 小室裕明・小玉喜三郎・藤田至則, 1977: グリーンタフ造山における陥没盆地の発生機構 - 数値モデル実験による試論 -. 地質雑, 83, 277 - 288.
- MAKIYAMA, J., 1956: Cyclic neptongroup of Kinki area, Japan. *Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ., Ser. B.*, 23, 169-177.
- 中村一明, 1969: 島弧のテクトニクス - 仮説. 日本地質学会第76学術大会「グリーンタフに関する諸問題」討論資料, 31 - 38.
- UEMURA, T., 1961: Tectonic development of the Miocene sedimentary basin of east Mino, Central Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, 9.
- 吉田新二, 1977: 可児町の地質, 平牧の地層と化石, 岐阜県可児町教育委員会, 3 - 16.