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——

小室 裕明*・小玉喜三郎**・藤田 至則***

(1976 年 9 月 14 日 受理)

I. はじめに

グリーンタフ造山の発生期の古第三紀末～新第三紀初期に、マグマ性の隆起運動によって陥没盆地が生じ、そこに火山活動が進行しつつ、全域的な沈降運動がすすんで、地向斜の場が出現するという過程については、藤田がしばしば指摘したところである(藤田ほか, 1968; 藤田, 1972a; Fujita, 1972b; 藤田, 1973). 本論は、こうしたグリーンタフ造山発生期の隆起—陥没に関するモデルを基礎として、隆起すると考えられる地殻に一定の物性値を与え、それらの変動過程を数値的に追跡し、隆起—陥没の発生・発展の機構の一部に関する試験を行ったものである。

はじめに、野外現象から求めた隆起—陥没モデルについてのべ、ついで、それらを基礎にした数値による変動過程の試論についてのべる。なお、本論は、隆起—陥没モデルの提出と、それに対する反論の吟味については藤田が行ない、それらのモデル実験については小室・小玉が行ったものの報告である。

II. 隆起—陥没モデル

1. 部分隆起の後で発生した陥没盆地

陥没盆地を埋めている地層とその基盤岩とは、必ず不整合の関係にある。また、不整合直下と直上の部分の層準は陥没盆地の外側における互に整合な地層の 1 部分に對比される。このことは、陥没盆地の付近が、かつて、隆起し侵食をこうむっていた間にも、陥没盆地の外側の部分では、引き続いて沈降が続いていたことを意味する。

このような関係がよく現われているのは、会津盆地の南東部や西部にみられる後期中新世の堆積盆地である(藤田ほか, 1973)。第 1 図は前者にみられる部分隆起と

陥没の関係を示したものである。また、第 2 図に示したように、陥没盆地の西方では、陥没盆地を埋積している高川層と同層準の本郷層上部は、その下位の地層と整合関係にある。一方、猪苗代湖東方では、陥没盆地の高川層と同層準の白石層や深沢層上部(北村ほか, 1965)は、下位の小倉層や堀口層と整合関係にある(第 1 表)。ここで、こうした 2 つの整合地域にはさまれた部分は、水平距離(東西方向)にして約 30 km を示している。この部分は、古い基盤や中新統下～中部層が各所に分布していることからして、ほとんど不整合部であったと推定される。したがって、隆起の水平規模はほぼ 30 km であったと推定することができる。

陥没の前の隆起現象は、また、群馬県本宿^{もとじゆく}地方の後期中新統でも確かめられている(藤田ほか, 1970)。この場合は、長野県上田市付近と群馬県前橋市付近に整合関係が知られていて、その中間部に本宿の陥没盆地が発達している。この場合、隆起部の東西の水平距離は約 60～70 km である。

また、新潟県津川地方の中新世中期の陥没部の不整合を側方へたどると整合に移行すること(白石ほか, 1976)から、この場合も、陥没の前に部分隆起の生じたことが明らかである。

なお、陥没盆地の形態から推定されることでもあるが、上記の部分隆起はドーム状の隆起とみることができる。

次に、こうした部分隆起の垂直方向の規模についてふれておこう。

会津盆地南東方の中新世後期の陥没盆地の場合は、その基盤となっている中新統の下～中部層が、層厚にして 1,000～1,500m ほど削剝をうけている。また、群馬県本宿地方の陥没盆地の基底においても、中新統の下部層は層厚にして 1,000m 以上が削剝されている。こうしたことから、資料はまだ少ないが、陥没の前に生じる部分隆起は 1,000m 程度と考えてよいと思われる。

* 元東京教育大学理学部地質教室

** 地質調査所

*** 新潟大学理学部地盤災害研究施設

第1図 会津盆地南東部の部分隆起と陥没（高川陥没盆地）の関係

1: 陥没期の陸域, 2: 陥没期の海域,
3: 陥没盆地

第1表 高川陥没盆地付近の層序

	AIZU BASIN		TAKAGAWA COLLAPSE BASIN	District east of Lake Inawashiro
	Southwestern Area	Southern Area		
Funakawa stage			Kuromori F.	
	Shiotsubo F. (Lower)	Hongo F.	Takagawa F.	Shiroishi F.
	Urushikubo F.			Fukazawa F.
Onnagawa stage	Ogino F.	Omogawa F.		Horiguchi F.
Nishikuro-sawa stage		Tanaka F.		Okubo F.
Daijima stage		Kannon F.		Hiyama F.
Nishioga stage				Iwakamisan F.

部分隆起が陥没に先行する現象は、古い基盤岩の上に、直接、陥没盆地が発生した場合には、実証が困難である。たとえば、関東山地を構成する中〜古生界の基盤岩の上位に発生した秩父第三系の陥没盆地のように、陥没の前の部分隆起現象を広域的な不整合現象から区別することは、事実上不可能にちかい。

2. 陥没盆地の発生

陥没盆地の発生は次のことから実証できる（藤田, 1967; 藤田ほか, 1970; 藤田, 1972a; FUJITA, 1972b; 藤田, 1973, 1976b）。

第1に、陥没盆地の縁辺部に平行して発達する高角の

固結断層は、陥没盆地の基底層に不整合におおわれており、それはまた、盆地側に落ちこむ正断層系である。陥没盆地はこうした正断層によって囲まれているために、一边が20 km以内の多角形を呈している。これらのことは、陥没盆地側が重力断層によって落ちこんだことを意味し、また、それらの断層は、垂直方向に最大圧縮応力軸をもつ応力によって発生した剪断断層系であることを意味している。

第2に、陥没盆地縁辺の高角不整合面は、決して局所的なものではなくて、水平方向に直線状によく連続している。しかも、それらは、不整合面の形成期にあまりひ

第2図 会津地方の高川陥没盆地の発生(東西断面)

1: 面川層堆積完了期, 2: 本郷層堆積初期——マグマ性隆起～断裂, 3: 本郷層堆積期——断層発生～陥没, 4: 本郷層, 高川層堆積期——陥没盆地内に火山活動。

B: 基盤, K: 観音層, T: 田中層, O: 面川層, H: 本郷層, T_k: 高川層。

白矢印(上向): マグマ性膨張, 白矢印(下向): 熱過程による収縮, 小黒矢印(上向): 隆起, 小黒矢印(下向): 陥没, 太黒矢印: マグマ上昇

どく破壊されていない。このようなことから、この不整合面が、上記の断層面からなる古地形面であることは明らかである。

第3に、陥没盆地の縁辺には、巨礫を含む亜角～角礫からなる不淘汰の基底礫岩が発達し、しかも、それらの礫や基質は、ともにごく近くの基盤岩起源のものからなっている。このような礫岩は、明らかに、前記の高角の古地形面のへりに供給された崖錐性ないし山麓扇状地性の縁辺礫相である。

第4に、陥没盆地をうずめている火砕岩層は、盆地周縁の高角不整合面に対してアバットしている。このことは、陥没が生じたあとで火山活動が進行したことを意味する。

第5に、陥没盆地をうずめている地層と同層準にある陥没盆地の外側の地層の層相は、陥没盆地をうずめている地層とくらべると、火砕岩の量が圧倒的に少ない。つまり、陥没盆地内の火山活動はとりわけ著しかったということである。このことは、先行する陥没現象と後続する火山現象が、なんらかの内的な関連をもっていることを意味している。

3. 部分隆起と陥没の原因

以上の推論に基づいて隆起—陥没モデルが提唱されているのであるが、まず、陥没に先行して生じた径約 30～60 km にわたるドーム状隆起の原因について考えてみよう。

さきに、陥没を生じた断層が、垂直方向に最大圧縮主応力軸をもつ断層であることを指摘した(藤田, 1967; 藤田ほか, 1970; 藤田, 1972a; Fujita, 1972b)。つまり、陥没直前に地下からのつき上げがあったことになる。この応力配置は、陥没の発生前に生じた部分隆起、つまりドーム隆起によってもたらされたと推定できる。

では、陥没をもたらしドーム隆起の原動力について、どう考えたらよいのであろうか。さきに、先行する陥没と後続する火山活動との間に密接な関係があるとのべた。このことから、その陥没をもたらしドーム隆起と火山活動との間にも何らかの内的なつながりがあったという推論も許されるであろう。

そこで、このドーム状隆起の原因として、陥没盆地形成後の火山活動の先駆現象としてのマグマだまりの活動を推論することにしたのである。ここで、マグマだまりの活動というのは、マグマだまり自身の体積の増加であってもよいし、マグマだまりの熱によって周辺部が膨張したと考えてもよいが、今のところどちらであるか推定するだけの資料はない。

マグマだまりの発生に伴う体積増加のために、地表に径 30～60 km のドーム状隆起が生じたのち、その中央部または周縁部の径 10～20 km 弱におよぶ部分に高角の断層が生じ、陥没が発生するというのが、今までのべた推論である。

ここで、火山活動のあとで陥没するといわれているようなタイプのカルデラとちがって、火山活動が発生する前に陥没が生じるという点について検討してみよう。このことに関しては次のように考えられている(藤田ほか, 1970; 藤田, 1972a; Fujita, 1972b; 藤田ほか, 1973; 藤田, 1973, 1976b)。マグマだまり付近の体積増加によって、地表に隆起と断裂が生じる一方、マグマだまりの直上部も断裂する。すなわち、地殻はブロック

化し、より深い部分のブロックはバラバラにマグマだまりの中へ落ちこむ一方、マグマは次第に地表へ向かって上昇すると考えられる。要するに地下陥没が始まり、引きつづいて陥没は次第に地表へと波及し、さいごに、地表に陥没があらわれると推論されている。この場合、火山噴出物が噴出する以前に、大量の地表地殻の部分が地殻内へ落ちこむときに、それを受け入れる空間がどうして生じたかという点について説明が必要である。それについては、マグマだまりにより冷たいブロックが落ちこむ過程で、マグマだまりないしはその周辺部が冷却することによってそれらの体積が減少し、その減少分が、地表陥没した地殻の部分の陥没量に見合うためと考えられている(藤田, 1976a)。いうまでもなく、地表の部分隆起に際しては、隆起部は水平引張の応力場となるので、地表陥没部に引張による若干の空隙が生じ、それが、陥没した地殻量のある程度うけ入れることになったのであろう。しかし、それらの定量的な検討はすべて今後に残されている。

4. 隆起—陥没モデルに対する反論への批判

上記の隆起—陥没モデルに対する反論には3種類ある。

1つは、陥没現象の存在に対する疑問ないし反論である。この種の反論に対しては現地において討論する必要があり、紙上では討論にならないと思われる。

第2の反論は、日本列島に直交する方向に働いた引張性の造構力によって生じた破断性の断層が、陥没をもたらしたというものである(中村, 1969; 市川ほか, 1972; 堀越, 1975)。この反論は、いずれも藤田の主張する陥没盆地の存在を前提としているが、陥没発生の原因として水平引張を主張している。この反論に対してはすでに藤田ほか(1973)の批判があるが、かんたんに要約してみよう。

まず、陥没発生の前に進行する部分隆起は、水平引張の造構力では全く説明できず、したがって偶然的なできごととして説明する以外には方法がない。残される唯一の考え方は、水平引張の造構力によって、陥没の発生とマグマの発生とを統一的に説明しようとする考え方である。ところがこの考え方では、水平引張→深部断裂→マグマ発生という深部過程と、水平引張→浅部断裂→陥没→火山発生という浅部過程とを結びつけることが困難である。なぜかといえば、両過程の間にはさまれる部分隆起という過程の説明が、前述のように偶然的な契機以外には不可能だからである。

要するに、こうした水平引張の造構力という反論は、

マグマ発生説と陥没発生説という二元論に分裂せざるをえないのであって、隆起—陥没のモデルのように、一元的に諸過程を説明することはできないのである。

第3の反論は、隆起—陥没を水平圧縮の造構力で説明しようとする立場である。この反論は、GDPの国内シンポジウム(1974年)の席上で藤田がある地球物理学者からうけたものであり、また、それに対する反論は藤田ほか(1973)がのべているので、ここでは要点だけを指摘する。

まず第1に、この反論は、部分隆起の原因を水平圧縮による褶曲と推定している。しかし、すでにのべたように、部分隆起は褶曲ではなくてドーム状隆起であり、事実とは合わない。かりに100歩ゆずってそれが褶曲であったとしても、水平圧縮による褶曲の場合には、背斜の頂部に小規模な引張性の断裂は生じるが、陥没をひきおこすような高角で規模の大きい断裂は期待することができない。むしろ、褶曲の両翼部に、軸部に向かって傾斜する低角衝上性の断層が発生すると考えられている。要するに、水平圧縮の造構力による褶曲頂部における陥没発生説は成立しない。

第2に、さきの水平引張説の場合と同じように、水平圧縮説の場合においても、地表における陥没現象と地下深部におけるマグマ発生現象とを統一的に説明する論理はえられない。とりわけ、マグマ発生の必然性を説明する根拠は何一つないのである。

以上にのべたことから、前述のような陥没盆地の発生は、水平方向の外力によっては説明できないことが明らかであろう。

III. 実験条件

Ⅱでのべた隆起—陥没モデルに関する数値実験を行なうために、次のような一般化した二次元モデルを設定した(第3図)。まず、造構力としては、水平の圧縮ないし引張外力は地質的条件から考えてありえないのでこれを除外し、マグマだまりの膨張による地下深部からのつき上げだけを考える。このような造構力によって地表に生じるドーム状隆起の規模を、第3図に示すように、水平30~60 km、垂直1 kmとした。

なお、陥没盆地発生の現象については、その定量的な側面も明らかになっており、これについてのモデル実験の可能性もあるが、今回は、陥没発生の契機となる部分隆起の現象を中心に実験を行った。

1. 弾塑性変形

地下深部のような高封圧状態における岩石は、一般

第3図 隆起一陥没構造の一単位. たて:よこ=1:1.

に, 第4図にみられるような弾塑性変形を示すことが知られている. 一方, 地殻内における断層などの不連続的な迂りも, マクロに見た場合には, 地殻中の相対的な微小破壊であり, 連続的な弾塑性変形であると考えられる.

連続体を仮定した有限要素法による弾塑性実験では, このようにして破壊・変形の変化を解析することが可能である. 本論では, 弾塑性平面ひずみ問題として解析を行った.

弾性状態から塑性状態への降伏条件には, von Mises の条件を用いた. これは, 物体内の1点の応力テンソルを

$$\begin{bmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{xy} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{xz} & \tau_{yz} & \sigma_z \end{bmatrix}$$

とすると,

$$f = \sqrt{\frac{1}{2} \{ (\sigma_x - \sigma_y)^2 + (\sigma_y - \sigma_z)^2 + (\sigma_z - \sigma_x)^2 + 6(\tau_{xy}^2 + \tau_{yz}^2 + \tau_{zx}^2) \}} = \bar{\sigma}$$

であらわされる f が, 一定値 σ_Y をこえたときに降伏がおこるとするものである*. f は, 三軸応力を, 等価の単軸応力に換算したものに相当する応力次元のスカラー量で, これを $\bar{\sigma}$ とおき, 相当応力とよぶ**.

降伏後のひずみの塑性成分 ϵ^p と $\bar{\sigma}$ は, c, α, n をそれぞれひずみ硬化に関する定数として, $\bar{\sigma} = c(\alpha + \epsilon^p)^n$ という指数関数の関係によってあらわされる (第4図).

2. モデルと実験条件

隆起一陥没をひきおこしたマグマだまりの深度と規模, ならびに変形のプロセスを検討するため, 以下にのべるようなモデル化を行った. すなわち, 十分大きな水

* 平面ひずみ問題 ($\epsilon_z = 0$) であるので, z 軸方向の応力が計算結果として出てくる. $\sigma_z = \nu(\sigma_x + \sigma_y)$.

** 自荷重による初期応力は, 変形の初期段階ですでに静水圧応力状態にあると仮定した ($\sigma_x = \sigma_y = \sigma_z$). したがって, その段階では $f = 0$ である. これらの初期応力は, ここで検討するその後の変形段階でも増加しないとみなせるので, f を計算するうえでは省略される.

第4図 弾塑性変形の応力-ひずみ曲線

上——一般的な応力-ひずみ曲線. 横軸に全ひずみ ϵ をとる. E : ヤング率, ϵ^p : 塑性ひずみ, ϵ^e : 弾性ひずみ, σ_Y : 降伏応力.
下——上図の ϵ^p のみを横軸にとったもの.

平距離 L をもつ均質な地殻断面について, 中央部の地下 D の深さに, 波長 B のサインカーブ状垂直隆起 H を考える. これをマグマだまりの膨張による基底変形の上面とした. 第5図および第2表には, このシステムを構成するすべてのパラメータを示した.

次元解析を適用すると, システム中の任意の点 (x, y) における変形状態 (ひずみ) は, 物性に関する4つの独立のパラメータ $\sigma_Y/E, \sigma_Y/c, \nu, n$ と, 2つの独立な初期形状パラメータ $H/D, B/D$ によって完全に規定されている (SHIMAMOTO, 1974; 池田・嶋本, 1974; 小玉ほか, 1976). ただし, L は十分大きくとることによって, 実験結果にその影響があらわれないようにした.

第5図 モデルの構成ならびに要素分割と境界の拘束条件

1: 完全に固定, 2: x 方向のみ固定, 3: x 方向固定, y 方向に強制変位
 W: 地表隆起域, H': 地表隆起量, D: 層厚 (基底変位深度), H: 基底強制変位量, B: 基底変位幅, L: 全長, E: ヤング率, ν : poisson 比, σ_Y : 降伏応力, n: ひずみ硬化曲線の指数, c: ひずみ硬化曲線の勾配

第2表 モデルを構成するパラメータ

Symbol	Name of quantity	Dimension
σ_{ij}	Stress components	$L^{-1}MT^{-2}$
E	Young's modulus	$L^{-1}MT^{-2}$
ν	Poisson's ratio	dimensionless
σ_Y	Yield stress	$L^{-1}MT^{-2}$
n	n-value	dimensionless
c	c-value	$L^{-1}MT^{-2}$
D	Layer thickness (Depth of basal displacement)	L
B	Width of basal displacement	L
L	Overall length	L
H	Elevation of basal displacement	L
x, y	Initial coordinates of a point	L

第3表 モデル 1~3 を規定するパラメータ

	H'/D	B/D	σ_Y/E
MODEL 1	0.011 0.094	2:1	0.013
MODEL 2-A		20:3 20:6 20:12 20:18 20:30	0.013 " " " "
MODEL 2-B	0.01 " "	33:30 20:30 8:30	0.013 " "
MODEL 3	0.067 " "	4:3 " "	0.007 0.013 0.026

H', W の値は, 前述のパラメータによって計算結果としてえられる地表面の隆起量と隆起域である。ただし, H', W が地質学的に既知の値であるために, 実際

の実験過程では, H', W の値を定めることによって逆に初期パラメータ H/D, B/D, および σ_Y/E の効果を検討した。

初期パラメータ H/D, B/D, σ_Y/E に対応して, 第3表に示すような4つのモデルケースを設定した。すなわち, モデル 1, 2-A, 2-B, 3は, それぞれ, H'/D, D, B, σ_Y/E の効果の検討を目的としたものである。

IV. 実験結果

1. モデル1

モデル1では, 隆起 (H) の進行に伴う変形の特徴について検討した。なお, 変形段階は地表の H' によって示した。

第6図は, 基底の変位量Hの増加に伴う地表面の隆起

第6図 モデル 1. 地表の隆起変形. たて:よこ = 10:1 に拡大.

変形である。図にみられるように、 H が増加するようにして地表隆起量 H' は増加するが、一方、隆起域 W は増加しない。

第7図には、隆起の進行に伴う水平方向のひずみ ϵ_x の変化を、地表部の各要素について示した。隆起の進行に伴って地表付近の水平ひずみの絶対量は増加するが、引張ひずみ域と圧縮ひずみ域の範囲は変化しないことがわかる。

第8図に変形の進行に伴う2つの段階での主応力の分布を示した。図から明らかなように、変形が進んだ段階 ($H'/D=9.4\%$) では、主応力の大きさは変化しているが分布のパターンはほとんど変化していない。ドームの頂部付近では最大引張主応力は水平であり、側方では急激に高角へと回転する。この主応力軸の回転は隆起の翼部で 45° 以上に達し、その点より外側では引張主応力軸はつねに地表に対し高角であり、地表に平行な水平方向には圧縮主応力が働いている。

第9図は隆起の進行と塑性域の広がりとの関係である。

第7図 モデル 1. 隆起に伴う地表の水平ひずみ ϵ_x の変化

よこ軸：地表の要素，たて軸： ϵ_x （正が引張，負が圧縮），P：地表の塑性域，B：基底変位幅

コンターは相当応力をあらわすが、降伏応力 σ_y で除することによって無次元化してある。図に示すように、塑性域は基底のサインカーブ状の変形の変曲点付近からはじまり、隆起の進行につれて上方へ拡大していく。基底変形の中央部には相当応力の小さい領域が生じている。一方、変形がある程度進行した段階で、地表ではドームの頂部から塑性化がはじまり、地下から伸びてきた塑性域と結合して拡大していく。全体の相当応力の分布は、基底では隆起の翼部でもっとも応力集中が大きく、一方、地表ではドームの頂部に応力が集中している。

2. モデル 2-A

モデル 2 では B/D について検討した。

最初に、モデル 2-A では、 D の効果を知るため、第3表の各ケースにつき、地表隆起量 H' の B に対する比 H'/B が 1.75% の場合を基準にして、地表変形・地表ひずみ・塑性域の広がりについて検討した*。

まず、地表の隆起は第10図の破線で示したようになめらかな山型の波形としてあらわれ、隆起域 W の広がりには基底変位深度 D の違いによって大きく影響をうける。すなわち、基底変位幅 B が一定のとき、 D の増加に伴って W はより広大となるのである。

地表の引張ひずみ域における塑性域と D の関係をみると、 $B:D=20:12$ の場合、地表部の塑性域が最大となっている。

地表の各要素の水平ひずみの違いを、それぞれの D について検討したものが第11図である。第10図と同様、各ケースごとに横軸に地表要素、たて軸に各要素の水平ひずみをとって示した。深度 D が減少するに伴い、ひずみが隆起ドームの中央に集中し、しかもひずみの絶対量が増加することが示されている。つまり、基底変位が浅所であるほど地表中央部に大きな水平ひずみが集中し、深い場合ほど地表ひずみは広範囲に分散する。

3. モデル 2-B

モデル 2-B では、基底変位幅 B のもたらす効果を検討した。比較の基準は、地表隆起量 H' の D に対する比 H'/D が 1% の場合である。

第12図に示したように、基底変位の深度 D が一定でその幅 B のみが変わった場合には、地表隆起域 W にはほとんど変化はみられない。また、基底変位幅 B の値が相対的に小さいものの方が、塑性域はより上部に及び、地表にまで達する場合がある。

* $H'/B=1.75\%$ とした場合、 $B=20\text{ km}$ で $H'=350\text{ m}$ となる。実際の隆起量は $1,000\text{ m}$ に近いとみられるから、この H' の値は多少小さめである。しかし、変形の一連の傾向について検討する限りでは、 H' の絶対量はそれほど問題にならない。

第8図 モデル 1. 隆起にともなう主応力の分布と変化

第9図 モデル 1. 隆起にともなう塑性域の拡大過程
コンターは $\bar{\sigma}/\bar{\sigma}_Y$ を示す。アミ部が塑性域 第10図 モデル 2-A. パラメータDの及ぼす効果
破線：地表隆起，変位の垂直成分を10倍にして示す。アミ部：塑性域，Tension：地表の引張ひずみ域

第 11 図 モデル 2-A. 地表の水平ひずみ ϵ_x
 よこ軸：地表要素，たて軸： ϵ_x （正が引張，負が圧縮）

4. モデル 3

モデル 3 では物性条件の効果について検討した。モデルの物性条件は，4つの物性パラメータ σ_Y/E ， σ_Y/c ， ν ， n のみによって規定されているが，このうち σ_Y/c 値および n 値は，降伏後の $\bar{\sigma}$ と ϵ^p の関係であるひずみ硬化特性を規定するパラメータであり，地表隆起の W および H' には影響を与えないと考えられる。

パラメータ σ_Y/E に関しては次のような検討を行った。

まず，形状に関するパラメータをすべて一定にし ($B:D=20:15$ ， $H'/D=6.7\%$)，降伏点を決定するパラメータ σ_Y/E が 0.7, 1.3, 2.6% の各ケースについて比較検討した。第 13 図によって，地表の隆起域 W は，降伏値 σ_Y/E の影響をほとんどうけないことがわかる。また，ドーム中央部の引張ひずみ域の広がりにも差異は

第 12 図 モデル 2-B. パラメータ B の効果

みられない。一方，塑性域の広がりについては，3つのケースで著しい違いがみられ， σ_Y/E 値の小さいもののほど塑性域は広域となる。

次に，これとは逆に，塑性域の広がりと同程度になる場合の降伏点 σ_Y/E と隆起量 H' の関係について検討した。第 14 図は， $B:D=20:15$ ， $\sigma_Y/E=0.7, 1.3, 2.6\%$ の 3 ケースについて，塑性域が同程度の場合の H'/B をグラフ上にプロットしたものである。この場合，地表における塑性域の範囲を，隆起域 W のほぼ $1/3$ として共通にとった。このように，同程度の塑性域を生じる場合には，降伏値 σ_Y/E と隆起量 H'/B は図に示すような線形関係にある。

このように，パラメータ σ_Y/E ， σ_Y/c ， n は地表隆起の W および H' に影響しない。したがって， W および H' を規定する物性パラメータは，弾性変形に関するパラメータ ν のみであると予想されるが，今後検討すべき課題の 1 つである。

V. 考 察

モデル 1 では，パラメータ H/D は，塑性域の広がり・ひずみ量・応力の値については影響を与えるが，隆

第13図 モデル3. パラメータ σ_Y/E の効果

破線：地表隆起（たて：よこ=10:1），
W：地表隆起域，アミ部：塑性域，Tension：地表の引張ひずみ域

起域・ひずみ分布・応力分布には効果を及ぼさないことが明らかとなった。モデル2-Aでは、Dの値が大であるほど地表の隆起域Wは大きくなり、地表ひずみは広範囲に分散することが示された。モデル2-Bでは基底変位幅Bの効果が検討され、Bは地表の変形には影響せず、塑性域の広がり大きく影響する。モデル3では物性条件について検討され、地表変形は ν によって規定されると考えられ、塑性域が同程度の場合には、降伏値 σ_Y/E と地表隆起 H'/B は線形関係にあることが示された。

これらのことから明かなように、地表の隆起域は、マグマだまりの深度Dによって大きく規定される。また、塑性域の範囲は、変形段階または基底変位の幅Bに規定される。いいかえれば、塑性域は基底変位の曲率(H/B)が大であるほど広域となる傾向がある。

ここで塑性域というのは、ひずみが弾性限度 σ_Y/E を越えた領域のことである。このような部分には、回復不能な永久ひずみ(ϵ_p)が残る。これはまた、マクロにみた場合の断裂による永久ひずみと考えることもできる。したがって、地殻内に断裂が発生するならば、このような領域に生ずるものと推定される。ここでは、塑性域をこのような断裂帯として解釈する。したがって、陥没盆地はこのような塑性域の内側に発生すると考えることが

第14図 モデル3. 塑性域の広がり等しい場合のパラメータ σ_Y/E と H'/B の関係
上図は隆起域と塑性域を示す。

できるであろう。

前述したように、グリーンタフ造山運動における陥没構造の一単元の隆起の水平規模は30~60kmと見積もられる。モデル2-Aでは、基底変位幅Bが一定で深さDの値が増加すると、地表の隆起域Wは大きくなった。そこで逆に、隆起域Wを一定と考えるならば、深度Dの増加に伴って、Bはより小規模になることが、モデルの相似性から予想できる。第15図は、隆起域Wを30kmと一定した場合のマグマだまりの深度Dとその幅Bを示したものである。太実線は、BとDのとりうる最大領域を示している。これから、マグマだまりの位置は少なくとも地下13~14km以浅であることが推定され、それ以深にマグマだまりが存在した場合には、たとえ点のような小規模のつき上げ($B=0$)であったとしても、隆起域Wは30km以上になることが結論されるのである。また、前述の本宿地域の隆起にみられる値、 $W=60$ kmについては、第15図において30kmを60kmと考えればよく、この場合にはマグマだまり深度Dの下

第 15 図 地表に 30 km 規模の隆起をひきおこす
地下マグマだまりの深度と規模

限は、26~28 km 程度となる。

モデル 2-B において、 $D=30$ km とすれば、地表隆起域 $W=70\sim80$ km となり、 $D=100$ km とすれば $W=250$ km 程度となる。この場合、前者では地表隆起量 $H'=300$ m となり、 $B:D=8:30$ のケースで地表に径 8 km の塑性域（断裂帯）が生じ、後者では $H'=1,000$ m、 $B:D=20:30$ のケースで地表に 13 km の塑性域が生ずる。したがって、モホ面直下ないし上部マントルからのつき上げでは、地表に 10 km 前後の断裂帯ないし陥没を生じる可能性はあるが、その場合には隆起域が 70~数 100 km となり、前述のような規模の隆起陥没構造はひきおこしえないと考えられる。

第 14 図において、隆起域 W を 30 km とすれば、 $B=15$ km、 $D=11.25$ km、地表には 10 km の範囲に塑性域が生ずる。このような隆起—塑性域が生じ、しかも隆起量 H' が 1,000 m 前後の値 ($H'/B=6.7\%$) をとる場合には、 H'/B と σ_Y/E の線形関係から、 $\sigma_Y/E=4.8\%$ という値が得られる。これは、地震の際の地殻の弾性限度 ($<10^{-4}$) や、テストピースから得られる値 ($10^{-3}\sim10^{-2}$) に比較して非常に大きな値であるが、このような物性条件については今後の慎重な検討が必要であろう。

VI. まとめと今後の課題

野外現象から求めたグリーンタフ造山発生期のマグマ性の隆起—陥没モデルと、その定量的な問題についてのべ、数値実験による検討を行なった。

地表に生ずるドームの隆起域 W を規定するパラメータは、基底変位（マグマだまり）深度 D である。地表に径 30~60 km 程度の隆起をひきおこすような地下のマグマだまりの下限は 13~28 km であり、モホ面より上

の地殻内に位置すると考えられる。

陥没構造発生メカニズムの問題は今後の課題である。また、小論で示した 1 単元の隆起—陥没構造が、多元的に組み合わさった場合のメカニズムの解明も必要であろう。

謝辞 小論をまとめるにあたって、地震研究所の南雲昭三郎教授、地質調査所の三梨昂博士、鈴木尉元博士、小出 仁博士、加藤碩一氏には、さまざまな御指導・御批判をいただいた。また、陥没総研、構造地質研究会、東京教育大構造地質ゼミのかたがたからは、御討論・御教示をいただいた。以上のかたがたに厚くお礼申し上げます。

なお、筆者の一人藤田は、本研究の一部に文部省科学研究費を使用した。

文 献

- 藤田至則, 1967: グリーンタフ変動発生期に関する地質学的問題. 地質雑, **73**, 106.
 ———, 1972a: 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.
 FUJITA, Y., 1972b: The law of generation and development of the Green tuff orogenesis. *Pacific Geology*, no. 5, 89—115.
 藤田至則, 1973: 日本列島の成立. 築地書館.
 ———, 1976a: 新生代末期の地殻運動と火山活動. 地球科学, **30**, 102—105.
 ———, 1976b: 新生代後期の三つの隆起運動——グリーンタフ造山と島弧変動. 新潟大研究報告, no. 4, 395—400.
 ———・島津光夫・吉村尚久, 1968: グリーンタフ地域における堆積盆地の発生・発展と変質・変成作用. 地質学論集, no. 1, 41—45.
 ———・川北敏章・新井 節, 1970: グリーンタフ形成期における造構運動. 地函研専報, no. 16, 81—95.
 ———・萩原 茂・鈴木敬治・八島隆一・真鍋健一, 1973: 新生代後期の造構力場の復元. 海洋科学, **6**, 600—605.
 堀越 勲, 1975: 新生代造山運動と火山性鉱床のテクトニクス. 火山, **20**, 地球と火山特集号, 341—353.
 市川浩一郎・松本 隆・岩崎正夫, 1972: 日本列島のおいたち. 科学, **42**, 181—191.
 池田幸夫・嶋本利彦, 1974: 粘性曲げ褶曲の数値実験. 地質雑, **80**, 65—74.
 北村 信・鈴木敬治・小泉 格・小林良明・和久紀生・大山広喜・新妻信明・白田雅郎・小原繁夫, 1965: 猪苗代湖東部地方、福島県五万分の一の地質図, 同説明書.
 小玉喜三郎・本多 進・藤田 仁・新田 潔・鈴木尉元, 1976: 基盤のブロック状変形に伴う断層形成の数値実験 その 1——基盤ブロックの大きさが地表変形に及ぼす効果について——. 地調月報, **27**, 123—134.
 中村一明, 1969: 島弧のテクトニクス 1 仮説. 日本地質

学会 76 年学術大会, 総合討論会「グリーンタフに関する諸問題」討論資料, 31—38.
SHIMAMOTO, T., 1974: Application of the Pi-theorem to the similarity criteria of slow deformation of

inhomogeneous viscous fluids. *Tectonophysics*, **22**, 253—263.

白石秀一・津川団研グループ, 1976: 新潟県三川地域の
新第三系. 日本地質学会 83 年総会講演要旨, 106.

.....

Numerical analysis on the mechanism of the collapse basin formation due to local uplift in the Green tuff orogenesis

Hiroaki KOMURO, Kisaburo KODAMA, Yukinori FUJITA

(Abstract)

The Green tuff orogenesis is characterized by the local dome-like uplifting followed by formation of collapse basins. The uplifted area is about 30—60 km in width with a height of about 1000 m, and the central collapse basin is about 10—20 km in diameter. As the collapse basins are filled with the volcanic and pyroclastic rocks that were deposited soon after the collapse, the uplifting is ascribed to the activity of ascending magma.

Through numerical experiments with finite element method, the present writers attempted to throw light on the mechanism of these crustal deformations. In the experiments the crust was assumed to undergo elasto-plastic deformation due to the sinusoidal movement

of ascending magma from a reservoir at some depth of the earth. The results of the experiments are as follows:

1. The width of the uplifted area depends only upon the depth and horizontal extent of the magma reservoir.
2. The ascent of magma affects the width of the plastic area of the crust, but not the horizontal extent of deformation at the earth surface.
3. The difference in the physical properties of the crust does not affect the shape of deformation at the earth surface.
4. The depth of the magma reservoir responsible for the collapse is estimated to be less than 13—28 km.