

和泉層群堆積盆形成に関する数値モデル実験

A numerical model of the subsidence process of the Izumi sedimentary basin

山北 聡*・伊藤谷生**

Satoshi Yamakita*, Tanio Ito**

Abstract: Cretaceous Izumi Group distributed on the north side of Median Tectonic Line (MTL) has been considered strike-slip basin sediments related to its sinistral strike-slip movement. It has an asymmetric synclinal structure plunging eastward, which is characteristic of typical strike-slip basins. The formation of the Izumi sedimentary basin has been explained as stepwise migration of the center of subsidence due to tilting by secondary normal faults. These models assume that the MTL has a nearly vertical fault surface. Recently, however, some geophysical studies revealed that MTL dips gently to the north and becomes subhorizontal in deeper part. Assuming that a low-angle strike-slip fault has an extensional oblique ramp, the hanging wall must subside during the fault's movements just as a half graben with a listric normal fault when it passes the ramp. When we give the fault plane geometry and formulating the displacement field, it is possible to calculate the geometry of the hanging wall after any arbitrary fault displacements and to simulate the deformation processes of the sedimentary body. Additionally we evaluate the effects of drag along the fault surface, which may play an important role in forming the synclinal structure. Using reasonable parameters obtained from the field observation, we simulated the evolving geologic structure in the sedimentary body due to sufficient strike-slip displacement distant from the oblique ramp. The calculated geometry of the synclinal structure is identical to that of the Izumi Group.

Key words: *strike-slip basin, Izumi Group, Median Tectonic Line, oblique ramp, numerical model*

はじめに

近畿地方西部和泉山脈から四国西部松山付近にかけての中央構造線の北側には、上部白亜系和泉層群が狭長に分布し、堆積中心が断層に沿って東方に移動していることなどから、中央構造線の左横すべり運動に伴う横すべり堆積盆の産物と考えられている。

例えば、平ほか(1981)、高橋(1986)は、和泉層群堆積盆は、断層の伝播部において展張場となった側

(この場合は、中央構造線の東方への伝播部における北側)に、次々とステップ状の正断層を生じ、これにより堆積盆が形成されたとする、片落ち堆積盆のモデルを考えている。また、Tanaka(1989, 1993)は、特に伝播部ではない断層の直線部分において、同様のステップ状の正断層が形成されるモデルを考えている。一方、Miyata(1990)は、横すべり断層上の releasing bend において、strike-slip duplex を生じつつ、徐々に pull-apart basin が形成されるとするモデルを提案している。彼は、和泉層群主分布域東端である和泉山脈東部の中央構造線の屈曲部(五條屈曲)が、この releasing bend であるとしている。

これらのモデルでは、中央構造線の断層面がほぼ垂直であることを、当然の前提としていた。しかしながら、最近の地球物理探査によって、物質境界としての

1999年4月7日受付, 1999年8月16日受理。

* 宮崎大学教育文化学部
Faculty of Education and Culture, Miyazaki University, 1-1 Gakuen-kibanadai-nishi, Miyazaki 889-2192, Japan

** 千葉大学理学部
Faculty of Science, Chiba University, 1-33 Yayoi-cho, Inage-ku, Chiba 263-8522, Japan

中央構造線は、地表付近では $30^{\circ} \sim 45^{\circ}$ の角度で北に傾斜し、さらに地下数 km でほぼ水平になっていることが明らかになった (Ohno et al., 1989; 吉川ほか, 1992; 由佐ほか, 1992; 伊藤ほか, 1996 など)。そもそも、断層面が垂直であるとするモデルでは、断層の両側は対称であるから、なぜ中央構造線の北側にのみ横すべり堆積盆を生じたのか説明が困難である。同じような堆積盆が中央構造線の南側に生じてもよいはずだからである。これに対し、断層面が傾斜している場合は、断層の両側は上盤と下盤という非対称な関係になるので、*transtensional* な場が生じたとき、上盤は沈降するが、下盤は逆に上昇するという差別的な挙動を生じうる。これにより、横すべり堆積盆の形成過程を、よりよく説明できる可能性がある。

岩本・宮田 (1994)、宮田・岩本 (1994) は、Miyata (1990) の説に従い、疑似モデル実験により和泉層群堆積盆の形成過程の検討を行った。彼らは、断層面が傾いている場合の実験も同時に行っている。彼らの実験は、和泉層群の堆積盆移動メカニズムをよく説明しているが、装置表面からの観察が中心であるため、堆積盆の構造、特にその内部構造については、実際の和泉層群の構造と比較しての検討は十分には行われていない。

岩本・宮田 (1994) が述べているように、疑似モデル実験は、システムを支配する物理法則が完全に理解できていなくても実験を行うことができる点で優れている。その反面、やや大がかりな装置を必要とし、繰り返し実験を行うのに手間と時間がかかる点や、堆積体内部の構造を観察するのに一定の困難がある点では不利である。これに対し、数値モデルによるシミュレーションは、一度計算プログラムを組んでしまえば、条件を変えて何度でも繰り返しシミュレーションを行うことが容易である点や、任意の平面で切断して内部構造を調べることも容易である点では、疑似モデル実験よりも優れているといえる。

本論では *listric normal fault* に伴う半地溝に用いられている数値モデルを応用して、低角な横すべり断層上の展張性の *oblique ramp* に形成される横すべり堆積盆の発達過程について、疑似三次元数値モデルによるシミュレーションを試みる。

和泉層群の地質構造

和泉層群が、ノルウェーの Hornelen basin (Steel, 1976 など) や、南カリフォルニアの Ridge basin (Crowell and Link, 1982 など) などと類似した、横すべり堆積盆に特徴的な構造をもっていることは、既に多くの論者によって指摘されている (平ほか, 1981 など)。特に、軸が断層による変位と逆方向にブランチした非対称な向斜構造 (Fig. 1) をなすことが、最も顕著

な特徴である (Taira and Tashiro, 1987; 宮田, 1987; 須鎗ほか, 1991)。褶曲軸は、断層の変位と同じセンスで雁行配列 (左雁行) し、その位置は、断層に近い側に偏り、北翼に比べて南翼が短い。ただし、この褶曲構造は、ほぼ和泉層群分布域の全域をとおして認められるが、その東端部、和泉山脈東部の五條屈曲付近のみは、他の地域の向斜北翼部とほぼ同じ方向の同斜構造をなす (Fig. 1a)。

モデルの概要

低角な断層面をもつ横すべり断層が、そのトレースにおいて *releasing bend* を有する場合、その三次元的形態としては展張性の *oblique ramp* を生じることになる。上盤はこの *oblique ramp* を通過する際、その下面と下盤上面との間にギャップができるため、*listric normal fault* の上盤が沈降して半地溝を生じると同様に、必然的に沈降せざるを得ない (Fig. 2)。なお、このとき上盤側の沈降と同時に、下盤側は逆に上昇する可能性も考えられるが、ここでは下盤側の形状は不変、したがって断層面の形状も不変としておく。このようなモデルは、May et al. (1993) により、Ridge basin についての地震波探査の結果に基づき、その形成過程に対して提案されているが、彼らは細部にわたる堆積体全体の地質構造の形成過程については検討していない。

listric normal fault に伴う半地溝については、その断層面の形状と上盤の変形との間の幾何学的関係に関して、多くの検討がなされている (White et al., 1986; Williams and Vann, 1987; Dula, 1991; Matos, 1993 など)。その結果、上盤側の変形モデルとしては、単純剪断モデルが最も妥当とされている。これは、デタッチメントに沿う上盤の断層の傾斜方向への水平変位によって生じた、上盤-下盤間のギャップを埋めるために、鉛直または断層の走向に直交で鉛直に対し斜めの方向の単純剪断を上盤に与えて、変形させようというものである。この考え方を今回のモデルに応用する。*listric normal fault* に伴う半地溝の場合は、断層に直交する方向の断面内のみで、すなわち二次元で考えればよく、平面歪を仮定してよい。これに対し、*oblique ramp* の場合は三次元であるが、ここでは平面歪であるとの条件を維持し、上盤にかかる単純剪断の方向が一定として、疑似三次元に拡張する。すなわち、Fig. 2 において、剪断方向の鉛直方向とのなす角 α と、水平面への正射影と断層の一般走行とのなす角 β を常に一定とする。剪断方向は、一般的には鉛直方向に対し斜めになる可能性があり、特に断層の地表での傾斜が大きい場合には、鉛直方向の剪断を仮定するモデルよりも現実に近い結果を与える (Dula, 1991; Matos, 1993 など)。しかし、ここでは単純化のために、剪断方

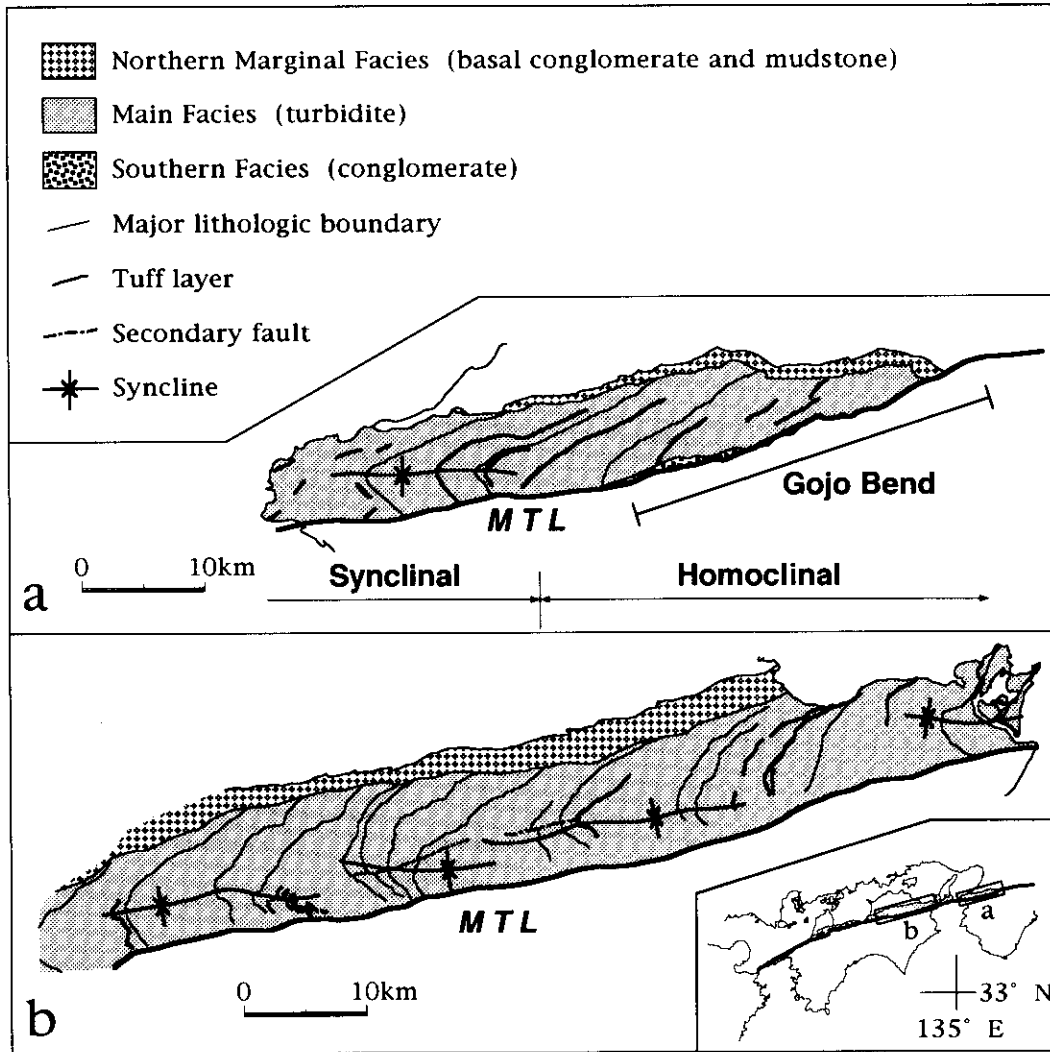


Fig. 1 Simplified geologic map of the Izumi Group. a: Izumi Mountains (modified from Shinohara, 1987). b: Asan Mountains (modified from Suyari, 1973).

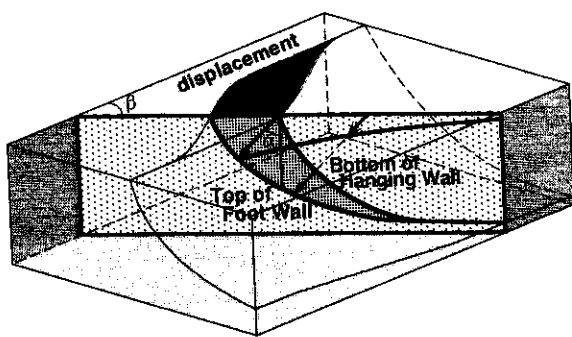


Fig. 2 Concept of our model explaining subsidence of the hanging wall near an extensional oblique ramp.

向を鉛直にとり、つまり $\alpha=0$ のモデルを考える。この場合、パラメータ β は不要となる。

以上の前提の下で、断層面の形状を適当な関数で表現すれば、断層の変位に伴う上盤の形状の変化は簡単に計算できる。小変位を与えた後の上盤の形状を求

め、沈降した分だけ堆積物で埋め合わせるものとし、これを繰り返していくと、堆積体の発達過程をシミュレートできる。できあがった模擬堆積体を垂直な平面で切れば、断面図を描くことができるし、適当な深度における平面図を描くことで、削剝後の地質図を得ることができる。

モデルの設定

1. 座標系の設定

まず以下のように座標系を設定する。

鉛直下向きに z 軸、上盤が移動する向きに x 軸、水平面内で x 軸に直交する方向で断層が傾斜している向きに y 軸をとる (Fig. 3)。地表面を $z=0$ とする。 x, y についての原点は適当に定める。座標系は下盤に対し固定されたものとし、上盤のみを x 軸方向に移動させるものとする。

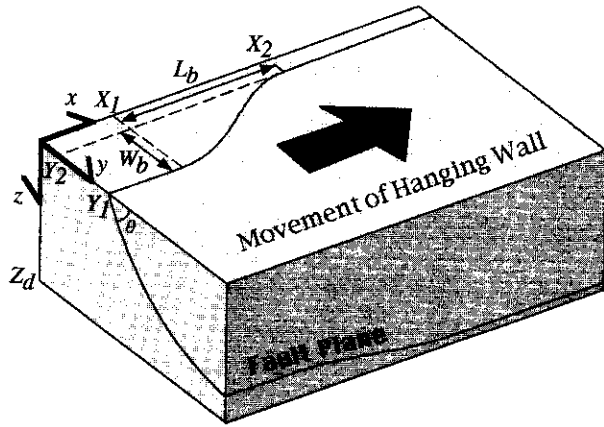


Fig. 3 Coordinate system and geometric parameters of the model.

2. 断層面の形状の設定

次に断層面の形状を簡単な数式で表す。

断層の地表面におけるトレースは、屈曲して releasing bend を生じるように、0 から π までの半波長分の余弦曲線の両端に x 軸に平行な 2 本の直線をつなぐ。すなわち、屈曲部の両端の x 座標を X_1, X_2 ($X_1 < X_2$), y 座標を Y_1, Y_2 ($Y_1 > Y_2$), 屈曲部の長さを $L_b = X_2 - X_1$, 幅を $W_b = Y_1 - Y_2$ として、トレースの y 座標 y_i を以下のようにする (Fig. 3)。

$x \leq X_1$ のとき

$$y_i = Y_1$$

$X_1 < x < X_2$ のとき

$$y_i = W_b \cos(\pi(x - X_1)/L_b)/2 + (Y_1 + Y_2)/2$$

$x \geq X_2$ のとき

$$y_i = Y_2$$

断層の一般走行に直交する鉛直平面 ($y-z$ 平面) 内での断面形としては、マスターデタッチメントの深さを Z_d として直線 $z = Z_d$ に漸近もしくは収斂する曲線とする。具体的には、断層面の深さを z_f として、指数曲線

$$z_f = Z_d(1 - \exp(-(y_i - y) \tan \theta / Z_d))$$

逆正接曲線

$$z_f = 2Z_d \tan^{-1}(\pi(y - y_i) \tan \theta / 2Z_d) / \pi$$

頂点で水平な直線に収斂する冪乗曲線 (冪数 $p : p > 1$)

$$z_f = Z_d(1 - (1 - (y - y_i) \tan \theta / pZ_d)^p)$$

などのような曲線になるように設定すればよい。ここで θ は地表での断層面の傾斜である。冪乗曲線の場合は、 y がある値より大きくなると水平なデタッチメントに移化することになるが、この時の y 座標 y_d は、

$$y_d = y_i + pZ_d / \tan \theta$$

となる。

傾斜 θ などのパラメータを x の関数として、断面の形態を断層の走向方向に変化させてもよいが、ここではとりあえず断面形は一定として、トレースの屈曲にあわせて y 軸方向に平行移動させるのみとしておく。

以上に述べた断層面の設定の一例として、断面形を

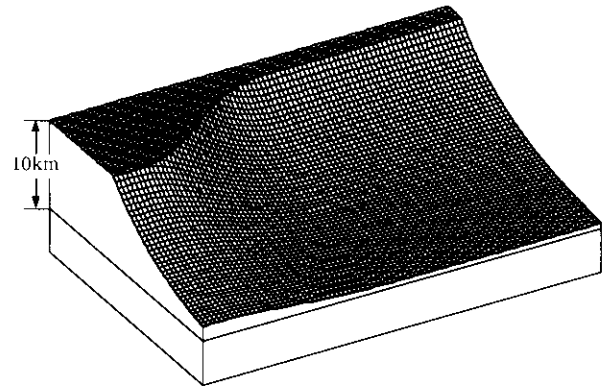


Fig. 4 Shape of the fault surface near an extensional oblique ramp. Exponential curve model. $L_b = 20$ km, $W_b = 10$ km, $Z_d = 10$ km, $\theta = 45^\circ$. Each cell of the grid is 500 m square in plan view.

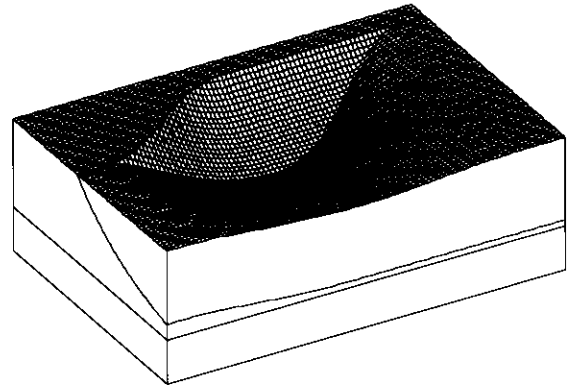


Fig. 5 Surface shape of the hanging wall after 20 km displacement from the oblique ramp along the left-lateral strike-slip fault. The geometry of the fault surface is the same as Fig. 4.

指数曲線とし、 $L_b = 20$ km, $W_b = 10$ km, $Z_d = 10$ km, $\theta = 45^\circ$ の場合の oblique ramp 近傍の断層面の形状を Fig. 4 に、また、この断層面上で 20 km の変位があった場合の、oblique ramp 通過による上盤の沈降後の形状の変化を Fig. 5 に示す。

3. 断層面での引きずり

堆積体は、堆積後すぐに上盤側の一員として断層による変位を受けるので、これに伴う引きずりが発生すると考えられる。先に述べた和泉層群に特有の向斜構造の形成には、この引きずりが重要な役割を担っていると考えられる。堆積後の変位量が少ないと考えられる和泉山脈東部では向斜構造をなさないことが、このことを示唆している。Kodama (1986) も、占地磁気学的検討から、向斜の南翼は中央構造線による引きずりの結果、反時計回りに回転したものと考えている。

この引きずりを以下のようにモデル化する。まず、簡単にするため、oblique ramp 部における引きずりは無視し、oblique ramp 通過後、すなわち沈降終了

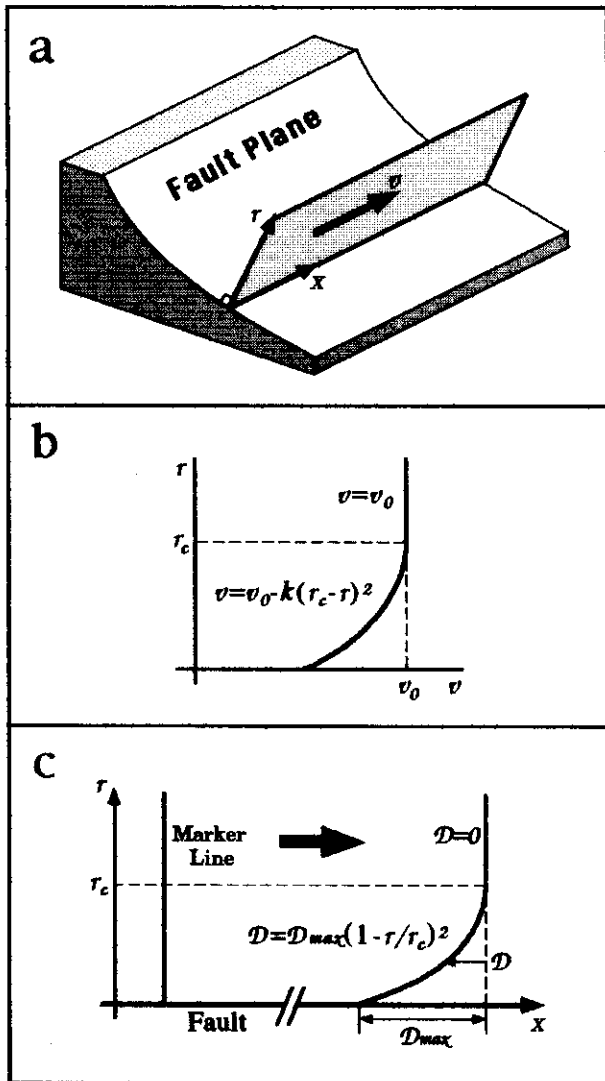


Fig. 6 Modeling of the drag along the fault surface. a : geometric parameters. b : velocity profile perpendicular to the fault surface. c : a dragged marker line that was originally strait and perpendicular to the fault surface.

後のひきずりのみを考える。また、 x 軸方向、すなわち上盤の変位方向以外での物の移動は考えない (Fig. 6 a)。堆積体を純粋塑性体と仮定すると、上盤が断層面に沿って移動する際に、堆積体内で断層面から一定の距離の範囲内の部分にのみ、速度勾配が生じる。すなわちこの部分にひきずりが生じるわけである。断層面からの距離を r とすると、境界層内での速度断面は、次の式で表される (Fig. 6 b)。

$$v = v_0 - k(r_c - r)^2$$

ここで、 v_0 は上盤全体の変位速度、 r_c は x 軸方向の剪断応力が降伏値と等しくなりそれより遠くではひきずりを生じない限界点までの距離、 k は擬粘性率や堆積体に働く外力などから決まる定数である。ここでは、 k 、 r_c が断層面のどの部分についても一定であるとす

る。

この状態が一定時間 t_d だけ持続した後、ひきずりが停止するとする。これは、続成作用の進行によって、ある段階から堆積体が尙化してひきずりを生じなくなると考えればよい。そうすると、この期間に生じた総ひきずり量 D は、上盤の変位速度 v_0 と上記 v との差である $k(r_c - r)^2$ を、0 から t_d まで積分すればよいから、以下の式で表すことができる。

$$D = kt_d(r_c - r)^2$$

しかしながら、実際には k 、 t_d などを野外地質情報から直接決めることは難しい。そこで、ひきずり量が最大となる断層面直近のひきずり量を D_{max} とすると、 $D_{max} = kt_d r_c^2$ であるから、これを用いて上式を書き換えて、

$$D = D_{max}(1 - r/r_c)^2$$

となる (Fig. 6 c)。ここで、 D_{max} および r_c を適当に決めることにより、ひきずり量を決定することにする。

なお、このモデルでは、本来ひきずりは完全に固結していない堆積体にしか生じないとしている。この場合、断層面上に直接堆積した部分はひきずりを受けるが、上盤の基盤はひきずりを受けないため、その上に堆積した部分もひきずられないことになる。この帰結として、上盤基盤末端のエッジ付近で堆積体の挙動に差が出ることになるが、これがどのように解消されるのかをモデルに組み込むと複雑になるので、ここでは便宜的に上盤の基盤も堆積体と同様のひきずりをうけるものとする。この点については、シミュレーションの結果について考察する際に、再度議論する。

このひきずりの停止後は、堆積体は形を変えることなく断層により変位していくのみとなるので、oblique ramp から一定距離離れた先は、断層の方向に構造が変化しない、いわば定常状態に達することになる。実際に、阿讃山脈の地質図 (Fig. 1 b) は、その特徴を示している。ここでは、この定常状態に達した段階での堆積体の内部構造をシミュレートする。

モデルの条件の検討

前章で設定したモデルに対し、諸パラメータの検討を行う。

まず、和泉層群の削剝レベルを見積もる。現在地表で見られる和泉層群は、ある程度の削剝を受け、堆積体中のある深さレベルのものが露出していると考えられるので、現在の地表地質データや地下構造データから堆積盆形成時の断層面形状を推定するには、この削剝レベルを見積もる必要があるからである。また、この削剝レベルを設定しておくことは、仮想和泉層群の地質図を描く際にも必要となる。和泉層群の削剝レベルについては、西村ほか (1980)、西村 (1984) により、淡路島から四国西部にかけての範囲で、沸石の続成帯

や泥岩の孔隙率の検討から見積もられている。泥岩の孔隙率からの推定値は、セメント化作用の進行や造構圧のために、推定の基準とした新第三紀油田の孔井データと比較して、同一深度でより小さい孔隙率を示し、実際より深い推定値が得られたされている。これに対し沸石統成帯による推定では、東から西へ系統的に埋没深度が深くなる傾向を示し、淡路島で 2.9 km、阿讃山脈東部で 2.9~4.3 km、阿讃山脈西部で 4.3 km、四国西部では北部で 6.3 km 南部で 2.9~4.3 km と見積もられている。以上のように和泉層群の削剝レベルは、約数 km とみてよいであろう。また、地質図を描く際には、定常状態に達した部分が最も連続性よく分布する四国東部阿讃山脈における推定値を採用し、両端の値を平均して、3.6 km とする。

次に、断層面を表現する数式の決定であるが、屈曲部の平面形については、Miyata (1990) に従い、五條屈曲をその屈曲部とし、長さ幅をそれぞれ 20 km、10 km と見積もる。

断層面の断面形については、由佐ほか (1992) や伊藤ほか (1996) などの反射法地震波断面によれば、中央構造線の現在の地表付近の傾斜は、 30° ~ 45° 程度である。前述のように現在の地表レベルは、和泉層群堆積時の地表レベルから、数 km の削剝を受けたものである。下に凸の断面を有する断層を考えているので、当初の地表面での傾斜はこれよりも高角であったと考えられる。そこで、地表での傾斜が 45° と 60° の場合についてシミュレートすることにする。デタッチメントの深さについては、これを脆性-延性漸移帯に由来するものと考え、石英が流動し始める 300°C の温度に達する深さとみなす。和泉層群堆積時である後期白亜紀は領家の火成・変成作用が起こっている時期であり、

地温勾配が高かったと考えられるので、これを $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ として、デタッチメントの深さを 10 km と見積もる。由佐ほか (1992) による豊後水道の地震波断面では、中央構造線は地下数 km でほぼ水平となっているが、これに前述の数 km の削剝量を考慮すると、この 10 km という推定値とほぼ調和的であると言える。なお、断面形としてどの曲線モデルを採用するかについては、現在得られている少数の中央構造線の地下断面のみからは、これを有意に決定することはまだ困難であるので、ここではとりあえず 3 次の冪乗曲線と指数曲線の場合について検討し、それぞれについて既述のとおり断層の地表での傾斜角が 45° と 60° の 2 とおりのケース、都合計 4 種類のモデル条件でシミュレーションを行う。

引きずりについては、既に述べたとおり、これを論理的に決めるすべはないが、地質図から判断して、最大引きずり量を 5 km とし、引きずりの生じる範囲を、 $\theta=45^{\circ}$ のモデルでは断層面から 3 km、 $\theta=60^{\circ}$ のモデルでは 4 km 以内とした。

シミュレーションの結果と考察

シミュレーションの結果を、構造断面図・地質図として、Fig. 7, 8 に示す。両図には、同時面を一定の時間間隔ごとに示してある。これらの図からわかるように、本モデルをもとに描いた仮想和泉層群の地質図は、いずれのモデル条件でも、実際のものとは非常によく類似しており、特に特徴的な向斜構造が見事に再現されている。また、和泉層群の分布幅も 12~14 km 程度と、阿讃山脈における実測値とほぼ一致している。これまで十分には明らかにされていなかった、横すべ

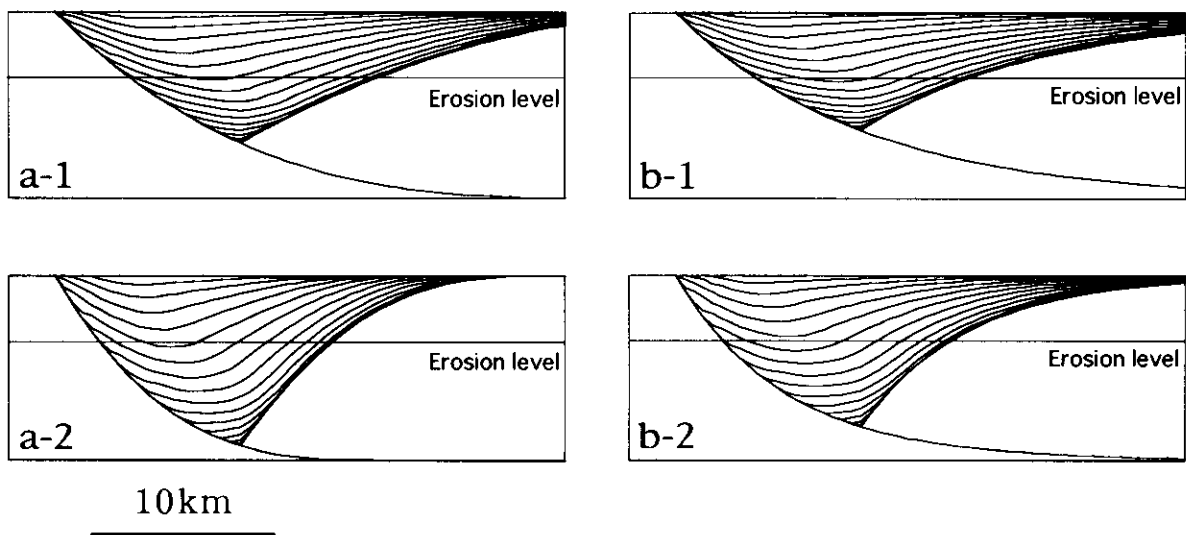


Fig. 7 Structural profile of the simulated Izumi Group. $L_b=20$ km, $W_b=10$ km, $Z_d=10$ km, $D_{max}=5$ km. a-1 and a-2: 3rd powered curve model. b-1 and b-2: exponential curve model. a-1 and b-1: $\theta=45^{\circ}$, $r_c=3$ km. a-2 and b-2: $\theta=60^{\circ}$, $r_c=4$ km. The erosion level is 3.6 km.

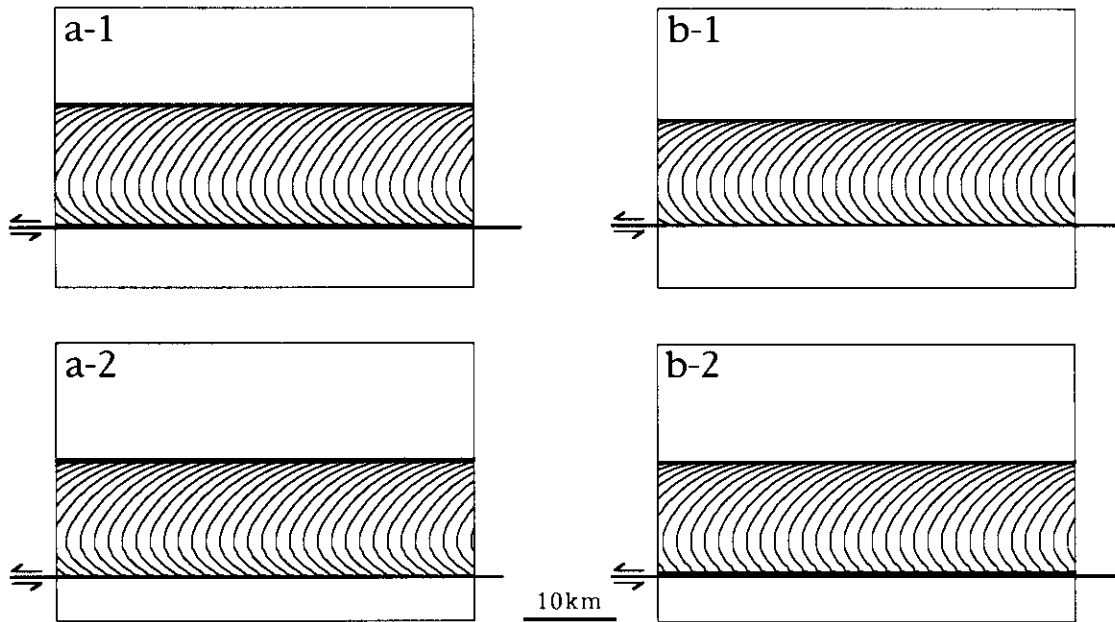


Fig. 8 Geologic map of the simulated Izumi Group. Parameters are the same as Fig. 7.

り堆積盆内部の地質構造の形成過程が、これにより説明可能だということである。この向斜構造のうち、南翼部の層理面方位の変化は主として引きずりによる。これに対し、北翼部のそれは、oblique ramp 通過時の基盤の沈降による syn-sedimentary な傾動を直接反映したものである。ただし、両翼の傾斜は実際の和泉層群の方がいくらか高角度であり、褶曲軸が左雁行配列することも考えあわせると、実際の和泉層群では、褶曲の主要な形成メカニズムは上記の通りだが、これに加え、後の北東-南西方向の圧縮により、中央構造線に対し時計回りに斜交する北西-南東方向の軸を有するバックリング褶曲が重ね合わされているのかもしれない。

モデル条件の違いによる効果については、地質図上ではそれほど大きな違いは現れてはいない。一方、断面図については、断層の傾斜角 θ の違いにより堆積盆の深さに差が出ている。和泉層群の最深部は、 θ を 45° とした a-1・b-1 モデルでは、それぞれ現在の地表からの深度が約 $4\text{ km} \cdot 3\text{ km}$ 、 θ を 60° とした a-2・b-2 モデルではそれぞれ約 $6\text{ km} \cdot 5\text{ km}$ に達している (Fig. 7)。重力探査や MT 法による電気伝導度探査によれば、阿讃山脈での和泉層群の底部は、最も深い部分で地下約 3 km であるので (伊藤ほか, 1996)、この結果を見る限りでは、傾斜角 60° はやや大きすぎると言うことができる。ただし、今回のモデルでは、上盤にかかる単純剪断の方向を垂直 ($\alpha=0$) としたが、この方向を斜めにすると、特に断層の傾斜が大きい場合では、上盤の沈降量は小さくなって、堆積盆も浅くなる。したがって、この結果のみから断層の傾斜角について断定することは、適当ではないであろう。

先に、引きずりについてモデル化を行う際に、本来なら引きずりは未固結の堆積体に発生するところを、基盤にも同様の引きずりが生じるものとした。もし、上盤の基盤の上に堆積した部分と、断層面上に直接堆積した部分との間で、引きずりに対する挙動が異なるとすると、上盤の基盤末端のエッジ部付近で、両者の移動量の違いを何らかの方法で解消する必要が生じることになる。例えば、基盤上に堆積した部分は引きずりを受けず、引きずりを受ける部分との間に副次的な横すべり断層が生じることなどが想定できる。この場合、断層は堆積体中の深部にのみ形成され、浅いレベルでは、基盤末端の上方付近での断層面からの距離が大きくなり、どちら側にも引きずりは生じないので、断層は形成されない。須鎗 (1973) の地質図によると、阿讃山脈中央部では、中央構造線から北に $4\sim 5\text{ km}$ 離れた向斜軸部付近 (ほぼ上盤基盤末端の上方にあたる) に、最大数百 m 程度の左横ずれ水平隔離を示す、中央構造線にほぼ平行な断層が認められている (Fig. 1b)。この断層は、阿讃山脈に見られる他の中央構造線に平行な断層群の多くが、中央構造線のごく近傍に存在し、段丘面を切るなど新期の活動が認められ、右横ずれの水平隔離を示すケースが多いのに対し、異なった特徴を有している。この断層は、上述のような引きずりに対する挙動の差異に起因する可能性がある。

従来の中央構造線が高角であるとする前提に立脚したモデルでは、和泉層群堆積盆形成のメカニズムとして、二次的な正断層の形成による沈降を主要なものとして考えてきた。しかしながら、本シミュレーションの結果は、展張性の oblique ramp であれば、二次的

な正断層が発生しなくても堆積盆の形成は可能であり、むしろその方が横すべり堆積盆に特徴的な構造の形成を説明しやすいことを示している。また、従来のモデルでは、堆積盆の移動は間欠的であると考えられてきた。これに対し、本モデルでは堆積盆の移動は連続的であると考えている。宮田 (1987), Tanaka (1989, 1993) は、タービダイトからなる主部相で、共通した堆積サイクルが西から東へ周期的に繰り返すことから、堆積盆の移動が間欠的・周期的であるとしている。しかしこのことは、北側から流入していたと考えられている堆積物を供給した河川が、東西方向にある間隔で配列しており、これが上盤基盤とともに次々に屈曲部すなわち沈降部を通過することにより、主供給源の位置が周期的に切り替わったとしても、説明できるであろう。各サイクル間で構造的なギャップが認められないことは、後者の考え方を支持している。

Ito et al. (1996) は、最近の反射法地震波探査を中心とする地球物理探査の結果に基づき、中央構造線を地下深所で水平なデックチメントに移化している listric な断層面を有する横すべり断層としてとらえ、この視点から中央構造線の再活動史を含むテクトニクスについて議論した。今回の結果は、彼らの議論の妥当性を裏付けるものである。

まとめ

和泉層群堆積盆の形成過程について、水平なデックチメントに移化する listric な断層面を有する横すべり断層上の展張性の oblique ramp を上盤が通過する際に、下盤の形状に合わせて沈降するというモデルを立て、数値実験により堆積盆と堆積体内部の地質構造の形成過程についてシミュレーションを行った。本モデルは、きわめて単純な幾何学のみに基づいたものであるが、シミュレーションの結果は実際の和泉層群地質構造を非常によく再現しており、中央構造線が低角な断層面をもつ横すべり断層であるとする考え方を支持するものである。

謝 辞

富山大学理学部大藤 茂助教授には、日頃より中央構造線を含めた西南日本のテクトニクスについてご議論いただき、本数値モデルについても有益なコメントをいただいた。記して謝意を表する。

文 献

- Crowell, J. C. and Link, M. H., eds., 1982, *Geologic history of Ridge Basin, southern California*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Pacific Section, 304 p.
- Dula, W. F. Jr., 1991, Geometric models of listric normal faults and rollover folds. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **75**, 1609-1625.
- 伊藤谷生・井川 猛・足立幾久・伊勢崎修弘・平田 直・浅沼俊夫・宮内崇裕・松本みどり・高橋道浩・松澤進一・鈴木雅也・石田啓祐・奥池司郎・木村 学・國友孝洋・後藤忠徳・澤田臣啓・竹下 徹・仲谷英夫・長谷川修一・前田卓哉・村田明広・山北 聡・山口和雄・山口 覚, 1996, 四国中央構造線地下構造の総合物理探査. *地質雑*, **102**, 346-360.
- Ito, T., Ikawa, T., Yamakita, S. and Maeda, T., 1996, Gently north-dipping Median Tectonic Line (MTL) revealed by recent seismic reflection studies, southwest Japan. *Tectonophysics*, **264**, 51-63.
- 岩本正人・宮田隆夫, 1994, 非対称ブルアバート堆積盆の疑似モデル実験. *構造地質*, no. 40, 131-138.
- Kodama, K., 1986, Two difference paleomagnetic direction found from the Izumi Group in Shikoku, Southwest Japan. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **38**, 279-284.
- Matos, R. M. D. de, 1993, Geometry of the hanging wall above a system of listric normal faults—A numerical solution. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **77**, 1839-1859.
- May, S. R., Ehman, K. D., Gray, G. G. and Crowell, J. C., 1993, A new angle on the tectonic evolution of the Ridge basin, a "strike-slip" basin in southern California. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **105**, 1357-1372.
- 宮田隆夫, 1987, 2.6 和泉帯 (2) 和泉山脈の和泉層群 3. 地質構造, 4. 和泉層群の堆積盆地. 中沢圭二・市川浩一郎・市原 実編, 日本の地質 6, 近畿地方, 共立出版, 東京, 62-63.
- Miyata, T., 1990, Slump strain indicative of paleoslope in Cretaceous Izumi sedimentary basin along Median Tectonic Line, Southwest Japan. *Geology*, **18**, 392-394.
- 宮田隆夫・岩本正人, 1994, 和泉堆積盆の東進メカニズム. *構造地質*, no. 40, 139-144.
- 西村年晴, 1984, 四国西部の上部白亜系和泉層群の堆積盆解析. *地質雑*, **90**, 157-174.
- 西村年晴・飯島 東・歌田 実, 1980, 四国・淡路島の和泉層群の沸石続成帯と堆積盆解析. *地質雑*, **86**, 341-351.
- Ohno, I., Takaichi, K., Endo, Y., Goto, R., Takahashi, A., Ishii, M., Okada, S., Saiki, Y., Ohtani, E. and Kato, M., 1989, Gravity survey in northwestern Shikoku, Japan, and subsurface structure of the Median Tectonic Line. *Jour. Phys. Earth*, **37**, 385-400.
- 篠原正男, 1987, 2.6 和泉帯 (2) 和泉山脈の和泉層群 1. 層序と層相. 中沢圭二・市川浩一郎・市原 実編, 日本の地質 6, 近畿地方, 共立出版, 東京, 60-62.
- Steel, R. J., 1976, Devonian basins of western Norway ;

- sedimentary response to tectonism and varying tectonic context. *Tectonophysics*, **36**, 207-224.
- 須鎗和己, 1973, 阿讃山脈の和泉層群の岩相区分と対比. 東北大理科報告(地質)特別号, no. 6, 489-495.
- 須鎗和己・高橋治郎・山崎哲司, 1991, 2.3 和泉帯. 須鎗和己・岩崎正夫・鈴木堯十編, 日本の地質 8, 四国地方, 共立出版, 東京, 19-25.
- 平 朝彦・斎藤靖二・橋本光男, 1981, 日本列島形成の基本プロセス—プレートのななめ沈み込みと横ずれ運動. 科学, **51**, 508-515.
- Taira, A. and Tashiro, M., 1987, Late Paleozoic and Mesozoic accretion tectonics in Japan and eastern Asia. In Taira, A. and Tashiro, M. eds., *Historical biogeography and plate tectonic evolution of Japan and eastern Asia*, TERRAPUB, Tokyo, 1-43.
- 高橋治郎, 1986, 松山市周辺地域の“中央構造線”. 愛媛大教育紀要, 自然科学, **6**, 1-44.
- Tanaka, J., 1989, Sedimentary facies of the Cretaceous Izumi turbidite system, Southwest Japan—An example of turbidite sedimentation in an elongated strike-slip basin—. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **95**, 119-128.
- Tanaka, J., 1993, Sedimentation and tectonics in the Cretaceous, strike-slip Izumi basin, Izumi Mountains, Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **36**, 85-107.
- White, N.J., Jackson, J. A. and McKenzie, D.P., 1986, The relationship between the geometry of normal faults and that of sedimentary layers in their hanging walls. *Jour. Struct. Geol.*, **8**, 897-909.
- Williams, G. and Vann, I., 1987, The geometry of listric normal faults and deformation in their hanging walls. *Jour. Struct. Geol.*, **9**, 789-795.
- 吉川宗治・岩崎好規・井川 猛・横田 裕, 1992, 反射法地震探査による和歌山県西部地域の中央構造線の地質構造. 地質学論集, no. 40, 177-186.
- 由佐悠紀・竹村恵二・北岡豪一・神山孝吉・堀江正治・中川一郎・小林芳正・久保寺章・須藤靖明・井川 猛・浅田正陽, 1992, 反射法地震探査と重力測定による別府湾の地下構造. 地震, **45**, 199-212.