

学位論文

中央構造線沿いの大規模活断層帯と
第四紀新構造

平成4年12月 博士(理学)申請

長谷川 幸一

①

学 位 論 文

中央構造線沿いの大規模岩盤すべりと
第四紀断層運動

平成4年12月 博士(理学)申請

長 谷 川 修 一

中央構造線沿いの
大規模岩盤すべりと
第四紀断層運動

Large-scale rock mass slides and
Quaternary faulting along the Median
Tectonic Line in Shikoku, SW Japan.

1 9 9 2

長谷川修一
(Shuich HASEGAWA)

要旨

本研究では、四国の中央構造線沿い、讃岐山脈南麓および松山平野周辺に分布する和泉層群の大規模岩盤すべりを初めて詳細に記載し、それらの形成過程と成因を解明すると共に、その結果判明した中央構造線の第四紀断層運動について考察した。

四国の中央構造線沿いにおいて鮮新-更新統(土柱層、郡中層など)に衝上する和泉層群の岩体は、従来中央構造線の断層運動を示すと長く信じられていたが、その破碎様式、変形構造の解析から、岩盤すべり起源の異地性岩体であることが明らかになった。これらの異地性岩体は、その北側の中央構造線の断層崖斜面に復元できる。このうち徳島県北東部の切幡丘陵は、最も規模が大きく東西約3.5km、南北1.5km、厚さ最大200mの巨大な根無しの地すべり岩体である。

和泉層群砂岩泥岩互層からなる地すべり岩体は、背後の山地の和泉層群とほぼ同様の岩質と大構造をしているが、破断の発達した緩みの著しい岩盤から構成される。地すべり岩体中の破碎には、以下の特徴がある。

- ① 砂岩泥岩互層の成層構造は大まかに保存されているが、その内部は破碎されている。
- ② 大きさ、向き、発達密度の不規則な破断面が岩体全体にわたり発達する。
- ③ 砂岩の破断面は開口し、割れ目を地表からの土壌および下盤由来の礫混りの未固結泥質堆積物が充填する場合がある。
- ④ 泥岩には層面すべりによる剪断破碎が卓越し、層理面を切る剪断破碎は少ない。
- ⑤ 通常の断層のように直線的な分布をとらず、破碎の著しい岩体の分布は局所的である。
- ⑥ すべり面上盤(すなわち地すべり岩体)が著しく破碎されているが、下盤側の破碎はほとんどない。
- ⑦ すべり面付近には、しばしば粘土を基質とする角礫層が形成され、滑剤層となっている。
- ⑧ 地表近くほど緩みが著しく、地表部に角礫層が形成されている場合がある。

岩盤すべりは、更新統堆積中、特に1Ma前後の更新世前～中期に多く発生している。地すべり岩体の先端では、岩体と鮮新・更新統とが高角度の境界面で接し、両者は一見不整合関係のように見える。またその前面の鮮新・更新統の層理は急傾斜している。これは岩盤すべりに伴うブルドーリングによって形成された局所的な構造である。伊予市南西部に分

布する郡中層の急傾斜構造は、この大規模なものである。

巨大な岩盤すべりの発生が1Ma前後に多発しているということは、この時期にはすでに讃岐山脈南麓に顕著な断層崖を含む急斜面が形成されていたことを示す。実際、中央構造線に沿う讃岐山脈の隆起量は更新世前期以前の方がはるかに大きいことが地質学的に証明される。岩盤すべりの予備物質は、この急峻な山体が数10万年のオーダーにわたり重力変形することによって生成したもので、中央構造線による断層破砕によって作られたものではない。山体が重力変形を被り易い砂泥互層から成っていたことが巨大な地すべり岩体の一因となっている。岩盤すべりの発生機構は、発生域のすべり面形状から推定して、円弧型の地すべりに類似している。また、愛媛県川内町に分布する更新世中期の地すべり岩体は、断層崖斜面におけるトップリングによって形成された。

岩盤すべりの誘因として、中央構造線の断層運動による地震、異常な間隙水圧の発生等の可能性を挙げることができる。地すべり岩体は、一体性を保持したマスとして、数100m～1.5kmの距離を地質時間的には瞬時に滑動したと推定される。このような滑動を可能にしたのは、地すべり岩体の基底部に固結性を失った粘土と角礫の滑剤層が形成されたためと考えられる。滑剤層の形成には、異常な間隙水圧が関与し、下盤となった土柱層の流動化もその一助をなしている。

讃岐山脈南麓において従来“中央構造線”とされた境界のほとんどは和泉層群の地すべり岩体の南縁に相当し、真の中央構造線ではない。真の中央構造線は、これより北側で、讃岐山脈の南縁の活断層(池田、三野、父尾断層など)に求められる。すなわち、これらの活断層は和泉層群中の副断層ではなく、地下では三波川変成岩類と和泉層群(更に地下深部では領家花崗岩類)との境界断層である。中央構造線そのものの地表表現であるこれらの断層は、一般に北に高角度で傾斜する断層面を持つ。

地すべり岩体は、滑動後上述の中央構造線によって、右横ずれ変位を受けている。例えば、切幡丘陵は父尾断層によって2～3kmの右横ずれ変位を受けている。また、土柱層中の含花崗岩礫扇状地堆積物は約1Ma以降父尾断層によって2～3kmの右横ずれ変位を受けている。従って、中央構造線そのものの第四紀右横ずれ断層運動が地質学的に実証された。ただし、この累積水平変位量は、段丘崖の変位によって推定される平均変位速度を外挿した値の約1/2である。これは、使用した時間軸が正しければ、中央構造線の右横ずれ断層運動が必ずしも等速ではなかったことを示している。

土柱層および地すべり岩体の変位から求めた父尾断層の1Ma以降の累積鉛直変位量は数

10mのオーダーで、累積水平変位量の約1/50である。従って、父尾断層は第四紀後半に右横ずれが著しく卓越する断層運動をしている。これは、段丘面によって推定された数万年間の、しかも局所的な鉛直変位量を第四紀に外挿することが必ずしも適切でないことを示している。

土柱層の上下方向の層相変化は、中央構造線の右横ずれ運動に伴う後背地の横方向への移動によってうまく説明できる。すなわち、土柱層は父尾断層の右横ずれ断層運動に伴って堆積した。このことは、父尾断層が土柱層堆積時の更新世前期から右横ずれが卓越する断層運動をしていたことを示唆する。

吉野川低地は基本的には厚い鮮新-更新統から構成され、南縁部では三波川変成岩類を不整合に被覆して、北へ傾斜し、その北縁を中央構造線によって限られる非対称な構造をしている。このような堆積盆地は、中央構造線の右横ずれ断層運動に伴って形成されたと考えられ、遅くとも2Maの頃には生成していた。

これまで第四紀前半の中央構造線の衝上断層とされた地表物質境界が第四紀後期に活動していないのは、これらが鮮新-更新統堆積時の岩盤すべりによる一過性の断層だからである。菖蒲谷時階もしくは第四紀前半の断層運動は、岩盤すべりの観点から再検討する必要がある。

四国における中央構造線の右横ずれ断層運動がいつから開始されたかは不明であるが、第四紀における活動様式の変換は認められない。これは、「中央構造線が第四紀中頃に逆断層運動から右横ずれ断層運動に変化した」というモデルではなく、「中央構造線の右横ずれ断層運動の活動域が次第に西へ移動した」というモデルを支持する。

ABSTRACT

This paper first proved that Early to Middle Pleistocene large-scale rock slides occurred along the Median Tectonic Line (MTL) in Shikoku island. The sole faults of the slides have long been believed to be Quaternary activity of the MTL. It secondly presents a new model of Quaternary activity of the MTL on the basis of rock mass slides analysis.

The thrust masses of the Izumi Group on the Plio-Pleistocene sediments, which had been believed to be tectonic thrusting or tectonic superficial overthrusting of the MTL, have been proved to be allochthonous sliding rock masses by analyses of their mode of fracturing, topography, and geologic correlation. Among them, Kirihata hill is the largest sliding mass, which is 3.5km long, 1.5km wide, and more than 200m thick.

These rock slide masses have a similar lithology and geologic structure to those of the Izumi Group that is distributed in the southern flank of the Sanuki Range on the north of the MTL fault scarp, although the former are highly disturbed. Characteristics of the rock slide masses are as follows:

- ① Original stratifications are roughly preserved, but sandstone beds are disrupted by fracturing to form polygonal-shaped breccias and mudstone beds are sheared with striated surface parallel to beds.
- ② Sandstone beds many open fractures, some of which are filled with soils from the ground surface and unconsolidated pebble bearing muddy materials derived from the sediments of footwalls.
- ③ Beds under the foot walls have few fractures or shear surfaces, showing remarkable contrast with bed on hanging walls.
- ④ A sole faults or thrust of a rock slide mass has variable attitudes and variable thickness of shear zone in place.
- ⑤ Some of sole faults of a rock slide mass have formed clay-rich, brecciated zones just on the sliding surfaces, which acted as lubricant layers at sliding.
- ⑥ The surface layer of a rock slide mass occasional has a texture similar to

debris, but it resulted from strong disruption of beds owing to the slides.

The rock slides occurred in the Early to Middle Pleistocene during the deposition of the Pleistocene sediments. Some rock mass slides have formed high angle boundary surfaces between the frontal end and the Plio-Pleistocene sediments, whose bedding planes are high-angled and parallel to the boundary. The bedding planes become flat in a short distance from the boundary. These structures were formed by bulldozing of the rock mass slides. The steeply inclined structure of the Plio-Pleistocene Gunchu Formation in the southwest of Iyo city is a large-scale example of bulldozing.

Long-term gravitational deformation of rocks under the steep slopes prepared the starting materials for the large-scale rock slides. The steep slopes had been formed by faulting of the MTL before the time of the rock slides. The slides occurred along the circular failure surface, whose stability analysis has been made by various ways in ground failure mechanics. Some smaller rock were formed by toppling of alternated beds under the fault scarp.

The rock masses are estimated to have slid for several hundreds meters to 1.5km in short geological times. The matrix and breccia texture on the sole faults indicate that lubricant layers were formed due to extraordinary high pore pressure. Liquification of underlying unconsolidated sediments also fostered the formation of the lubricant layers.

Restoration of the slides masses to their original positions indicates that the masses have been displaced right-laterally by the MTL up to several kilometers since they slid. This younger displacement is also confirmed by the distribution of the Plio-Pleistocene sediments; the fan deposits of the Early Pleistocene Dochu Formation have been displaced right-laterally for 2 to 3km by the MTL since about 1 Ma. The vertical component associated with the lateral displacement is estimated to be at most about 50m.

The facies change from the lower to upper members of the Dochu Formation is also explained by lateral faulting of the MTL; lithology of clasts in each

gravel members indicates that source area on the north moved toward the east in accordance with the right-lateral displacement of the MTL.

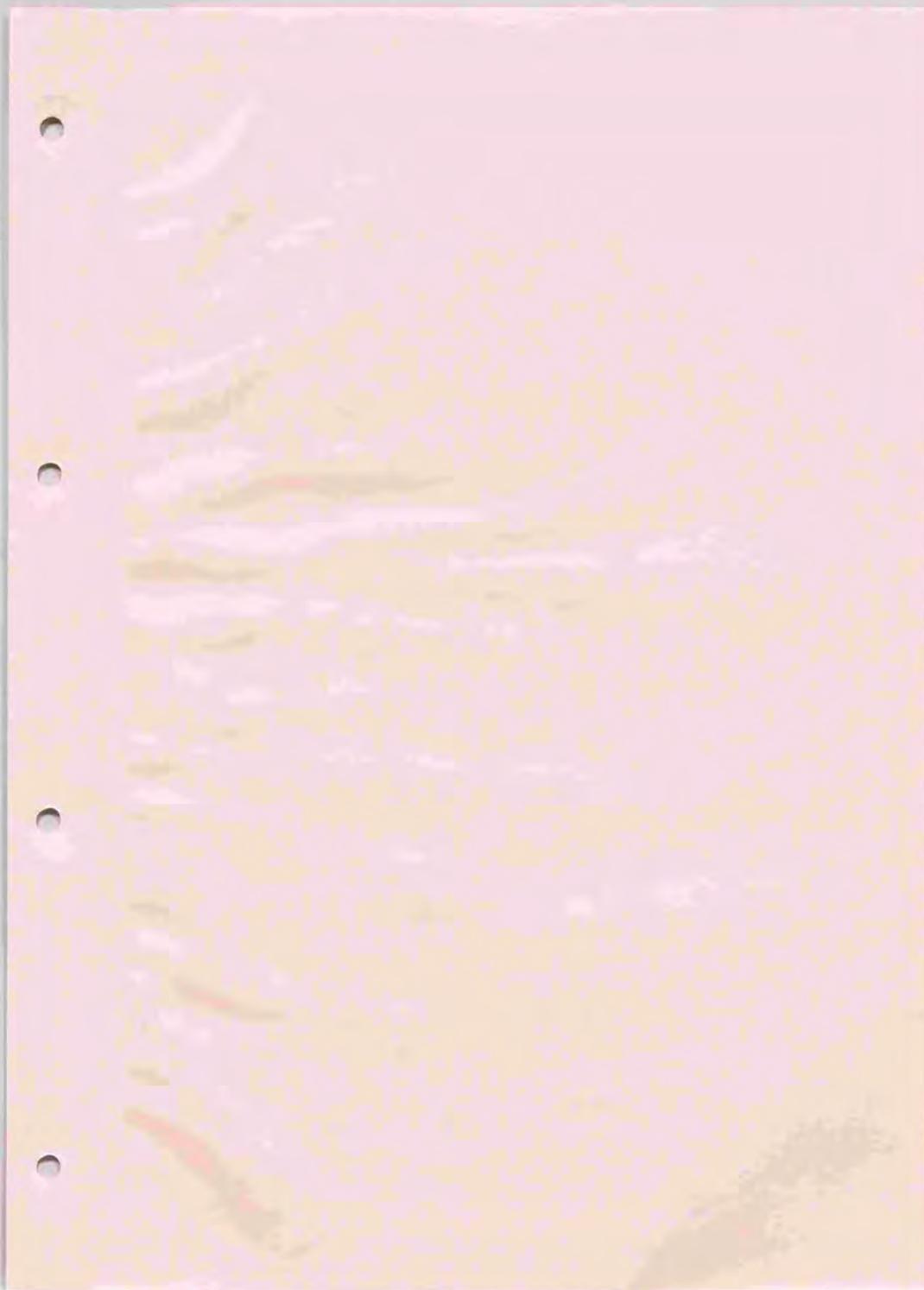
【目次】

要旨

Abstract

	ページ
1. 序論	1
1. 1 研究史と研究の目的	1
1. 2 用語の定義	7
1. 3 本論文の構成	11
2. 中央構造線沿いの地すべり岩体の特徴（阿波池田地区）	11
2. 1 はじめに	11
2. 2 地形概要	15
2. 3 地質概要	17
2. 4 地すべり岩体	31
2. 5 中央構造線	57
2. 6 地すべり岩体の起源	72
3. 鮮新・更新統堆積中の地すべり岩体（阿波土柱一切幡地区）	76
3. 1 はじめに	76
3. 2 地質概要	79
3. 3 断層	88
3. 4 地すべり岩体	95
3. 5 地すべり岩体の起源と土柱層の形成過程	120
4. 地すべり岩体の形成過程の一例（川内町鳥ノ子地区）	129
4. 1 はじめに	129
4. 2 地形地質の概要	130
4. 3 川上断層	138
4. 4 地すべり岩体	140
4. 5 地すべり岩体の起源と形成過程	149

5.	地すべり岩体による鮮新・更新統の大規模変形構造（伊予市三秋地区）	151
5.1	はじめに	151
5.2	地質概要	154
5.3	断層	174
5.4	地すべり岩体	185
5.5	地すべり岩体の起源と郡中層の急傾斜構造の成因	190
6.	議論	194
6.1	中央構造線沿いの岩盤すべりの形成過程	194
6.1.1	地形・地質的特徴と分布	194
6.1.2	岩盤すべりの移動様式と破碎様式	196
6.1.3	岩盤すべりの発生要因	197
6.2	中央構造線の第四紀断層運動	200
6.2.1	中央構造線と第四紀断層との関係	200
6.2.2	中央構造線の第四紀断層運動	203
6.2.3	鮮新・更新統の堆積盆地と讃岐山脈の形成	209
	謝辞	211
	引用文献	212
	付属資料 フィッシュトラック年代測定結果	218



1. 序論

1. 1 研究史と研究の目的

中央構造線(MTL)は、西南日本を内帯(北側の領家帯以北)と外帯(南側の三波川帯以南)に分ける日本列島第一級の大断層である(図-1.1.1)。その活動は白亜紀に始まり現在に至っている。特に、紀伊半島西部から四国にかけての中央構造線は右横ずれの卓越した活断層系をなし、日本列島のネオテクトニクスおよび地震予知の上からもっとも重要な断層の一つである(例えば、岡田,1973; Okada,1980)。

中央構造線は、紀伊半島中央部より東では領家帯と三波川帯との境界断層として認定されている。しかしながら紀伊半島西部から四国では、白亜紀後期の和泉層群が領家帯の南縁部の岩石を不整合に覆って分布するため、中央構造線は北側の和泉層群と南側の三波川変成岩類との境界断層となっている。中央構造線沿いの第四紀断層については、これまで高角断層と低角度で北傾斜する断層が知られている。このうち、第四紀後半に活動的な断層は、低角断層の北側を走り、その地表トレースの直線性、断層面の走向、傾斜および変位地形から、一般に高角度の断層面を持つ右横ずれ断層と推定されている(岡田,1973; 岡田・寒川,1978; Okada,1980など)。これに対して、低角断層は、断層変位地形を伴わず、第四紀中期以降の堆積物に覆われることから、第四紀前半の菖蒲谷時階の断層運動を示すとされている(岡田,1973; 岡田・寒川,1978; Okada,1980など)。

四国において和泉層群と三波川変成岩類との地表物質境界断層としての中央構造線は、鳴門市から池田町にかけて讃岐山脈の南麓を通り、更に川之江市から西条市にかけて石鎚断層崖を形成し、丹原町付近で一旦南北方向に屈曲(桜樹屈曲)した後、再び東北東方向をとり、双海町から伊予灘に入る(図-1.1.2)。一方、地質境界としての中央構造線に沿って、中央構造線と並走もしくは雁行する断層群が形成され(中央構造線断層系)、このうち第四紀に活動した断層群は中央構造線活断層系と呼ばれている(岡田,1970)。

四国北東部の讃岐山脈南麓においても、中央構造線に沿う断層として高角断層と低角断層が報告され、これらの位置および活動様式については、以下のように見解が分かっていた(図-1.1.3)。すなわち、中川・中野(1964a,b)、榎本ほか(1968,1969)、中野ほか(1973)は、地表における地質分布および露頭の接触関係から、中央構造線の第四紀の活動は、北側の和泉層群の地塊の南側の三波川変成岩類もしくは砂礫層への衝上断層とした。しかしながら、岡田(1968,1970,1973,1977,1978)、Okada(1980)などは、断層変位地形と断層露頭

の観察から、中央構造線の活断層は鉛直移動成分よりも水平移動成分が大きい高角度右横ずれ断層で、西端の池田地区と東端の鳴門地区では和泉層群と三波川変成岩類との地質境界断層と一致し、この間では地質境界断層としての中央構造線の北側の和泉層群分布域を走るとした。そして、中川・中野(1964a,b)、楨本ほか(1968,1969)、中野ほか(1973)らによる衝上断層は、地すべりあるいは古期の中央構造線の活動もしくは古期の高角度断層の gravity spreading による低角化と解釈している。これに対して、須館(1972)、須館・阿子島(1978)および Suyari&Akojima(1980)は、第四紀における中央構造線は、水平移動成分よりも鉛直移動成分はるかに大きい断層で、衝上断層は鉛直変位に伴う superficial overthrustingによる局所的な低角化現象であるとした。

このように中央構造線の活動について見解が別れたのは、断層変位地形の認定と共に、断層として扱われた逆断層あるいは衝上断層の成因に関する解釈の相違があるためである。すなわち、阿波池田町の白地衝上および新山、三野町の芝生衝上、美馬町の荒川衝上、阿波町の阿波衝上等の成因については、

- ①中央構造線の衝上断層運動(中川・中野,1964a等)
- ②高角度断層の gravity spreading による低角化(岡田,1970等)、
- ③垂直変位に伴う superficial overthrustingによる低角化(須館・阿子島,1978等)
- ④地すべり(岡田,1968;長谷川,1988,1990)、

と見解が別れている(図-1.1.3)。

本論文の目的は、中央構造線の第四紀の衝上断層を地すべりの観点から再検討することにある。これらは、中央構造線の断層運動によって形成された衝上断層、あるいは高角度断層の低角化とこれまで考えられていたが、更新世前期~中期に背後の断層崖から滑動した巨大な地すべり岩体が含まれている可能性が高い(図-1.1.2;長谷川,1988,1990a,b, Hasegawa,1991)。中央構造線沿いの地すべりについては、阿波池田町の馬路川沿い、シヤマの例が報告されているものの(岡田,1968,1978)、これが中央構造線沿いに普遍的に分布し、中央構造線沿いの地形、地質を研究する上で、重要であるという認識はなかった。しかしながら、地すべり岩体の解明の結果、中央構造線の地表断層が明確になると共に、その第四紀における右横ずれ断層運動が地質学的に実証され、地すべり岩体の解明は今後中央構造線の地形および表層地質を研究する上で不可欠の要素であることが判明した。

そこで、本論文では、四国の中央構造線沿いの岩盤すべりのうち、讃岐山脈南麓および松山平野周辺に分布する和泉層群から構成される地すべり岩体の産状、変形構造を記載し、

地形および関連する堆積物などからその起源を解明し、第四紀における中央構造線の断層運動、地形地質発達史等について論じる。和泉層群の岩盤すべりを対象にしたのは、本層群が主としてタービダイト起源の砂岩泥岩互層から構成され、三波川変成岩類と比較してメソスコピックな変形がほとんどないため、地質構造の解析が容易だからである。

中央構造線のような活断層の断層崖で発生する岩盤すべりは、構造地質学、地形学および土木地質学の観点から重要な地質現象と考えられるが、これまでその重要性についてほとんど認識されていない。

構造地質学の観点から見ると、岩盤すべりによって形成された変形構造は、しばしばテクトニック起源のものに見誤られる。例えば、岩盤すべりによって形成された物質境界はしばしば地下深部の断層の地表表現とみなされている。特に、断層崖を構成している古期岩類の地すべり岩盤と第四紀堆積物との境界は第四紀における断層運動と誤認される。その結果、地下の断層の正確な位置、形態、活動履歴、活動様式を誤認することになる。

横ずれ断層に伴う衝上断層には、その断層にかかわる本質的なものと、重力による二次的な変形、単なる地すべりに至るものまで様々なものがある。従って、中央構造線沿いの衝上断層の成因を解明することは、中央構造線付近の地質構造および断層活動史を明確にするだけでなく、他の横ずれ断層の形態、運動像を解明するうえで、意義が大きいと考えられる。

また、重力は地表付近の地層および岩盤の変形の主要な地質営力で、地質構造の形成に重要な役割を果たしている。重力による地殻表層部構成物質の移動には、個々の岩石の斜面下方への移動から(地すべりなどがこれに相当)、プレートの運動に至るまで、様々なスケールのものがある。したがって、岩盤すべりの変形構造の研究は、gravity gliding tectonics 更には extensional tectonics へも貢献できるであろう。

岩盤すべりは、断層崖の形成過程においても重要な役割を果たしている。比高数100mに及ぶ断層崖は、千年に一回の断層運動で数mづつ形成されたとしても、10万年以上の期間で形成される。この間断層崖は成長をしながら、削剥され、現在の斜面地形となる。したがって、断層崖における岩盤すべりの解明は、断層崖下に堆積した堆積物と共に、断層崖の形成過程に関する重要な情報を提供する。

一方、岩盤すべりは断層崖あるいは断層崖下に移動地塊とともに特有な地形を形成する。移動地塊はその後の断層運動によって変位を受けるとともに、移動地塊および発生域の滑落崖が開析されていく。四国山地における地すべり地形は、規模が大きければ段丘面と同

様に、更新世中期頃のものまで保存されている（長谷川,1986;長谷川ほか,1988）が、さらに古い時期のものは完全に開析されてしまう。過去に地すべりによって移動した岩盤ブロックは、地表だけでなく、ブロック内部まで破碎されかつ緩みの著しい不良岩盤となっている。地すべり性岩盤は地すべり地形が残っていれば発見可能であるが、大規模でかつ地すべり地形が全く開析された場合には普通の地山と見誤ってしまう。このような古期大規模地すべり性岩盤の存在はこれまでほとんど知られていなかったため、土木工事では予想外の難工事になっているところもある（横山ほか,1983;中島ほか,1988）。したがって、地形調査だけでなく地質調査によって地すべり起源の岩盤を認定することは、土木地質学の観点からも重要である。

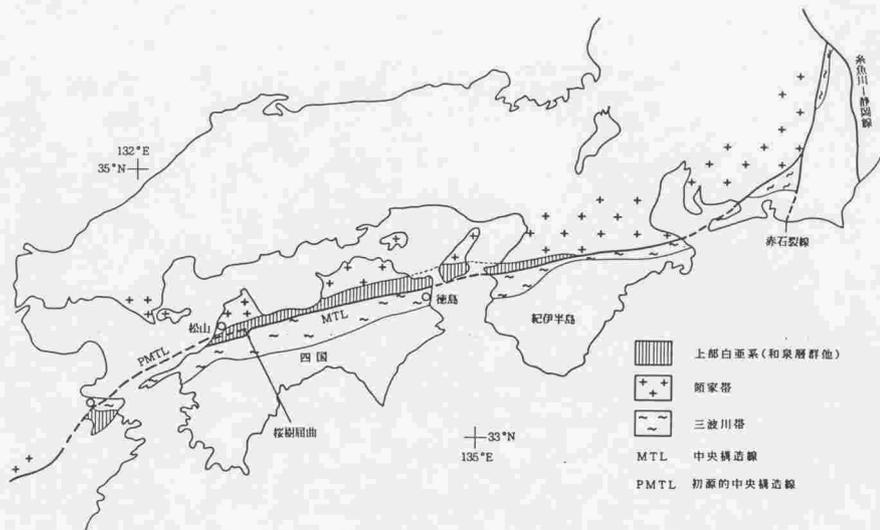


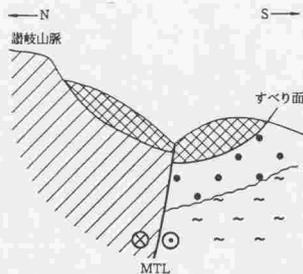
図-1.1.1 中央構造線沿いの地質概要



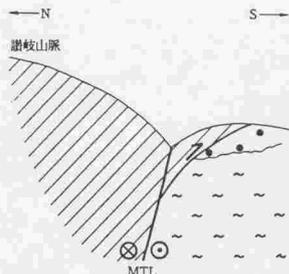
【調査地区】 □ ①：阿波池田地区 ②：土柱一切幡地区

③：川内町鳥ノ子地区 ④：伊予三秋地区

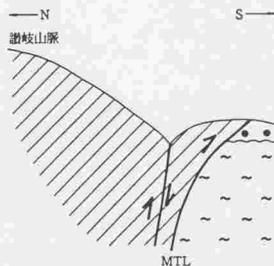
図-1.1.2 四国の中央構造線沿いの第四紀断層と大規模岩盤すべり



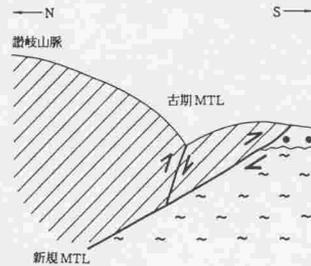
① 主断層：右横ずれ断層
衝上断層：岩盤すべり
(岡田, 1968; 長谷川, 1990 など)



② 主断層：右横ずれ断層
衝上断層：gravity spreadingによる
高角度断層の低角化
(岡田, 1970 など)



③ 主断層：高角度縦ずれ断層
衝上断層：superficial overthrusting
による縦ずれ断層の低角化
(須崎・阿子島, 1978 など)



④ 新期中央構造線：衝上断層
古期中央構造線：高角度逆断層
(中川・中野, 1964 など)

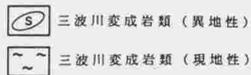
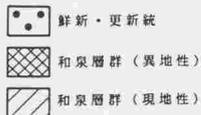


図-1.1.3 讃岐山脈南麓における中央構造線の断層運動に関する考え方と地下構造

1. 2 用語の定義

本研究の目的は、中央構造線の第四紀の衝上断層を地すべりの観点から再検討することにある。このためには、先ず地すべりおよび中央構造線沿いの断層に関する用語の定義を明確にする必要がある。

重力による地殻表層部構成物質の移動には、個々の岩石の斜面下方への移動から、プレート運動に至るまで、様々なスケールのものである。重力滑動(gravity sliding or gliding)は、地殻を構成する岩体の重力による下方への移動に関する一般的な用語として使用する(Bates & Jackson, 1987)。これには、斜面上の地すべりから地下深部からの営力が引き金になるものまで様々な形態がある。一方、地すべり(landslide)は斜面上のmass movement全般を指すことも多いが、ここでは斜面表層部の物質が明瞭なすべり面で一体となって滑る現象に限定して使用する。このうち、斜面を構成する岩盤が、既存の弱面から分離し、斜面下方に移動するものを岩盤すべりと呼ぶ。そして、岩盤すべりによって移動した岩体を地すべり岩体と呼ぶ。これに対して、明瞭なひと続きのすべり面伴わない斜面構成岩盤の重力変形は岩盤クリープと呼ばれる(千木良, 1984)。

中央構造線は、紀伊半島中央部より東では領家帯と三波川帯との境界断層として認定されている。しかしながら紀伊半島西部から四国では、白亜紀後期の和泉層群が領家帯の南縁部の岩石を不整合に覆って分布し、中央構造線は北側の和泉層群と南側の三波川変成岩類との境界断層となっている。しかしながら、中央構造線の断層露頭と言われるものの中には、地下の領家花崗岩類あるいは領家変成岩類と三波川変成岩類との境界断層の地表表現でないものも含まれている。特に、地表部の重力作用のみに起因する地すべりによる地表物質境界は、中央構造線の断層とは区別されるべきものである(図-1.2.1)。したがって、本論文における「中央構造線」は、地すべりによって形成された地表物質境界断層および地すべりによる移動を受けた断層を除外し、地下の領家花崗岩類あるいは領家変成岩類と三波川変成岩類との境界断層が地表にまで至ったものについてのみ使用する。これには、和泉層群と三波川変成岩類との境界断層、和泉層群あるいは三波川変成岩類と第四紀層との境界断層、現地性の和泉層群と地すべりによって移動した異地性の和泉層群との境界断層等がある(図-1.2.2)。

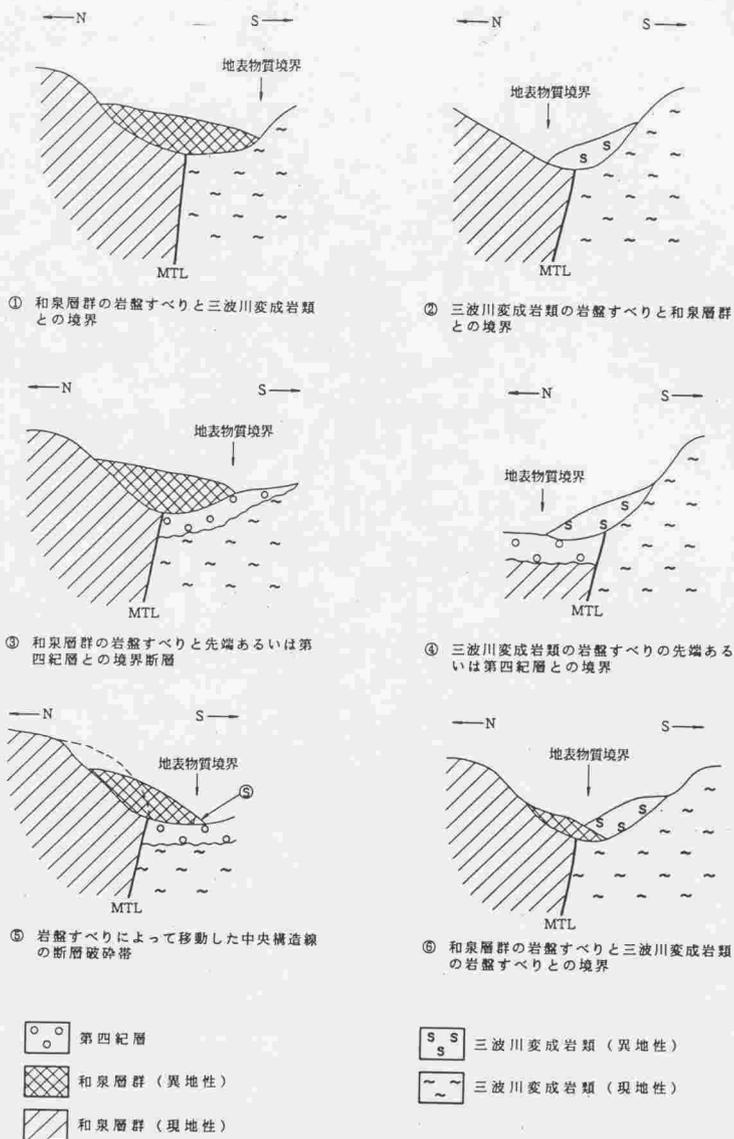
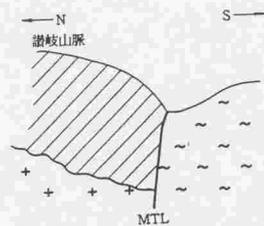
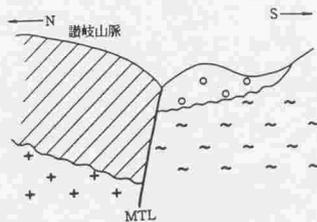


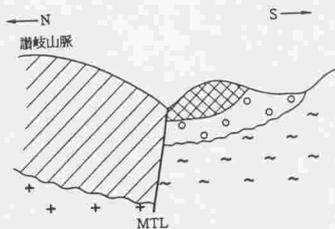
図-1.2.1 中央構造線と誤認される地すべりによる地表物質境界
 (ここでは中央構造線の第四紀断層を高角度として表現している)



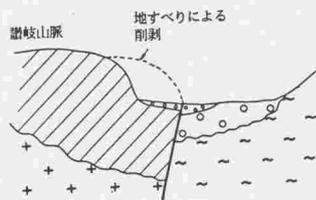
① 和泉層群と三波川変成岩類との境界断層



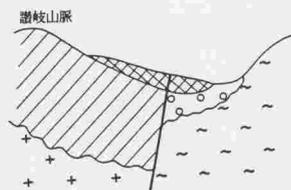
② 和泉層群と第四紀層との境界断層



③ 現地性和泉層群と異地性和泉層群との境界断層



④ 第四紀層中の断層



⑤ 地すべり堆積物中の断層

- 凡 例 -

-  第四紀層
-  和泉層群(岩盤すべり)
-  和泉層群(現地性)
-  領家帯の花崗岩類・変成岩類
-  三波川変成岩類

図-1.2.2 讃岐山脈南麓における中央構造線の地表表現

1. 3 本論文の構成

本論文は、四国の中央構造線沿い、讃岐山脈南麓および松山平野周辺に分布する和泉層群の大規模岩盤すべりについて記載し、それらの起源、形成過程等について議論する(図-1.1.1,2)。また、岩盤すべりは鮮新・更新統と密接に関係しているので、中央構造線沿いの鮮新・更新統の岩質と時代を併せて記載する。

讃岐山脈南麓では、まず西部の阿波池田町における中央構造線の断層崖で発生した地すべり地形と地すべり岩体の特徴を記載する。ここでは、和泉層群の地すべり岩体が、中央構造線を越えて南側へ滑動し、しかも滑動後中央構造線による断層変位を受けているのが地形的に確認できる。そこで、まず地形的に確かな岩盤すべりについて、その形態、変形構造等を記載し中央構造線の断層と岩盤すべりとのちがいを明確にする。

次に、讃岐山脈南麓中部の阿波町土柱地区および最大級の岩盤すべりである切幡丘陵について各種の変形構造を記載する。ここでは、従来中央構造線の衝上岩体とされた和泉層群が、鮮新・更新統堆積時の地すべり岩体であることを実証するとともに、地すべり岩体の復元を試みる。そして、復元の結果推定される中央構造線の2~3kmの右横ずれ変位が、鮮新・更新統中の異質礫の分布から証明されることを示す。更に、鮮新・更新統の層相が中央構造線の右横ずれ断層運動を示唆することから、中央構造線の更新世前期の断層運動について考察する。

松山平野では、東部の川上断層沿いの小規模な岩盤すべりについて記載する。ここでは、岩盤すべりの変形構造と発生源における重力変形構造を比較して、その発生機構に関するデータを提示する。

また、松山平野南西部の伊予断層沿う巨大な岩盤すべりについて記載する。ここでは、とくに岩盤すべりの先端部の構造および、前面の堆積物の変形構造との関係を検討し、鮮新・更新統の大規模な変形が岩盤すべりで説明できることを示す。

最後に、調査結果をまとめ、地すべり岩体の形成過程説明および周辺の鮮新・更新統の堆積相から導きだされる中央構造線付近の地下構造、第四紀断層運動等に関して論ずる。



2. 中央構造線沿いの地すべり岩体の特徴（阿波池田地区）

2.1 はじめに

四国北東部の香川県と徳島県との境界には、中生代白亜紀後期の和泉層群からなる讃岐山脈が東北東方向に走り、600~1,000mの標高で定高性の良い尾根を連ねている（図-2.1.1, 2.2.2）。讃岐山脈は、その南縁を中央構造線によって限られ、吉野川低地に接している。吉野川低地は、東流する吉野川によって形成され池田町を頂点とし東に広いた細長い（長さ70km）楔状の平野で、河口付近の徳島市では幅10kmに達している。吉野川低地の南には三波川変成岩類からなる急峻な四国山地が広がっている。讃岐山脈の南麓には、讃岐山脈と平野もしくは丘陵の境界に、中央構造線活断層系に属する第四紀断層群が雁行するように、ENE方向に走っている。そのうち、主な断層は、西から池田断層、三野断層、父尾断層である（岡田,1970；図-2.1.1）。

讃岐山脈南麓における中央構造線の位置および活動様式については、既に述べたように、①衝上断層説、②右横ずれ断層説、③垂直運動説と見解が分かれている。これらの見解の相違は阿波池田町で最も顕著に表われている（図-2.1.3）。すなわち、

① 衝上断層説では、中央構造線は北へ30°前後傾斜する北から南への衝上断層で、馬路川沿いから、白地、イタノを通りシンヤマの南側にぬけている（中川・中野,1964；中川,1965）。

② 右横ずれ断層説では、中央構造線（池田断層）は、変位地形、断層破砕帯の分布状況より、馬路川から、池田町市街地、吉野川北岸にかけてほぼN75°Eの走向でほとんど直線上に走り、中川・中野（1964）などによる低角衝上断層は地上り地塊であるとしている（岡田,1968,1978；Okada,1980；岡田・堤,1990；岡田・長谷川,1991）。

③ 鉛直運動説では、中央構造線は本来縦ずれ高角度断層であるが、池田町馬路、白地、シンヤマにかけての区間では、表層部が北より南への低角衝上断層となったものである（須鐘・阿子島,1978；Suyari & Akojima,1980）。

阿波池田地区では、中央構造線の断層崖で発生した和泉層群の地すべり岩体が中央構造線を越えて、南側へ張り出し、しかもこれが中央構造線による断層変位を受けているのが地形から予測でき、かつ地質的にも確認できる。このような地すべり岩体は、岡田（1968,1978）、Okada（1980）、岡田・堤（1990）、岡田・長谷川（1991）、長谷川・柳田（1992）によって報告されているが、詳細な記載は行われていない。従って、まず地形的に確かな岩盤す

ベリについて、その変形構造を記載し、中央構造線の断層と岩盤すべりのちがいを明確にする。そして、地形的に明瞭な池田断層が、地下における和泉層群と三波川変成岩類地の境界断層に相当することを新たな断層露頭のデータなどによって実証する。更に、中央構造線の位置、活動様式で議論の分かれるシヤマについて記載し、岩盤すべりであることを実証し、その起源について考察する。



1:池田断層,2:三野断層,3:井口断層,4:父尾断層,5:神田断層,6:鳴門断層
7:竹成断層,8:江畑断層,9:椋原断層,10:田中断層,11:栗次断層,12:長尾断層,13:鮎滝断層

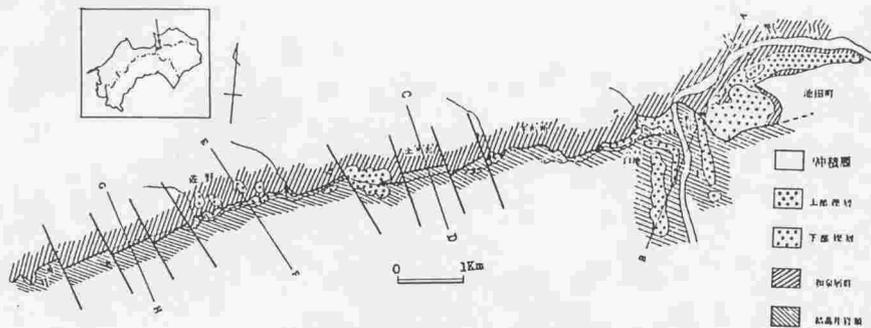
図-2.1.1 讃岐山脈周辺の第四紀断層分布図 (Saito,1962; 岡田1968,1970,1978;

Sangawa,1978; 長谷川,1985を編集; 基図は1km未満の谷埋めによる)

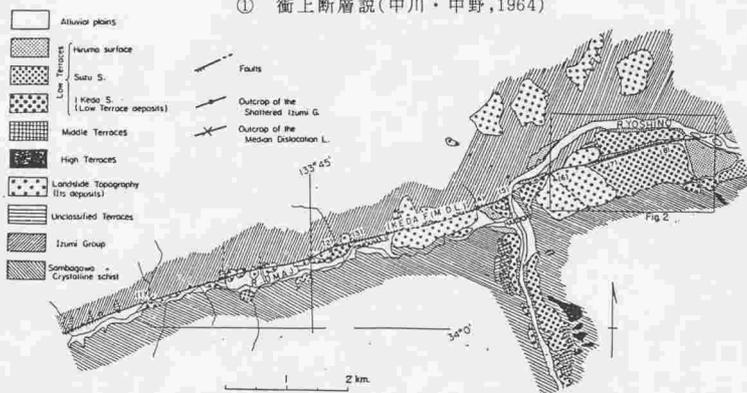


中央構造線

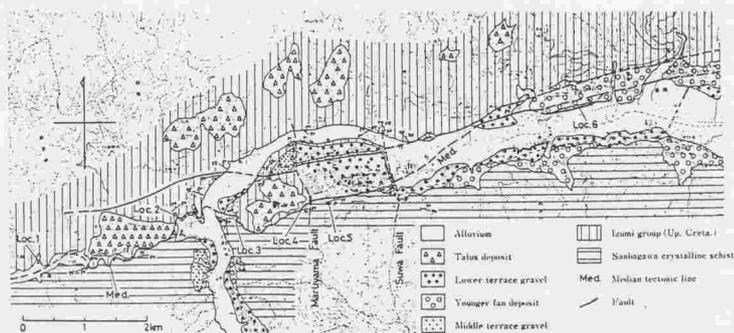
図-2.1.2 讃岐山脈南麓の地形(LANDSAT MSS 映像)



① 衝上断層説(中川・中野,1964)



② 右横ずれ断層説(岡田,1968)



③ 垂直運動説(須館・阿子島,1978)

図-2.1.3 阿波池田地区の中央構造線に関する見解

2. 2 地形概要

航空写真判読による阿波池田地区の地形分類図を図-2.2.1に示す。

阿波池田地区は東へ細長く開く三角形の吉野川低地の西端部に位置している。ここでは、四国山地を南北方向に横断した吉野川が、讃岐山脈にぶつかり、その流れを直角に変え、東流する馬路川と合流して東流している。馬路川および東流する吉野川は東西方向の谷を形成しており、その北側に讃岐山脈、その南側に四国山地の山裾が東西方向に連なっている。

吉野川本流に沿っては本流起源の河成段丘が発達し、古いものから高位、中位および低位段丘（群）に区分されている（岡田,1968）。高位段丘面は中西の東部の標高195~210mの平坦地を形成している。中位段丘面は白地の簡易保険保養センターのある平坦地（標高130m）等を形成している。低位段丘群は白地から中西にかけての標高110~115mの平坦地を形成して池田町市街地の池田上位面（122~145m）、池田下位面（標高100~110m）に連続している。また、池田町市街地より下流側では、池田側より州津下位面（標高96~99m）、州津上位面（標高106~112m）、昼間面（標高80~82m）が分布している。

中央構造線の新期活動を示す池田断層は馬路川および東流する吉野川の谷底の北縁部、すなわち讃岐山脈の山裾に沿って走っている。すなわち、馬路川から吉野川下流沿いの段丘面および地すべり緩斜面にはN75° Eの走向で、断続するリニアメントがほぼ一直線に並んでいる。これらのリニアメントは中央構造線池田断層による断層運動による変位地形と考えられ、池田下位面と池田上位面との間に比高20~30m、州津下位面と州津上位面との間に最大比高約10mの断層崖を形成している（岡田,1968）。

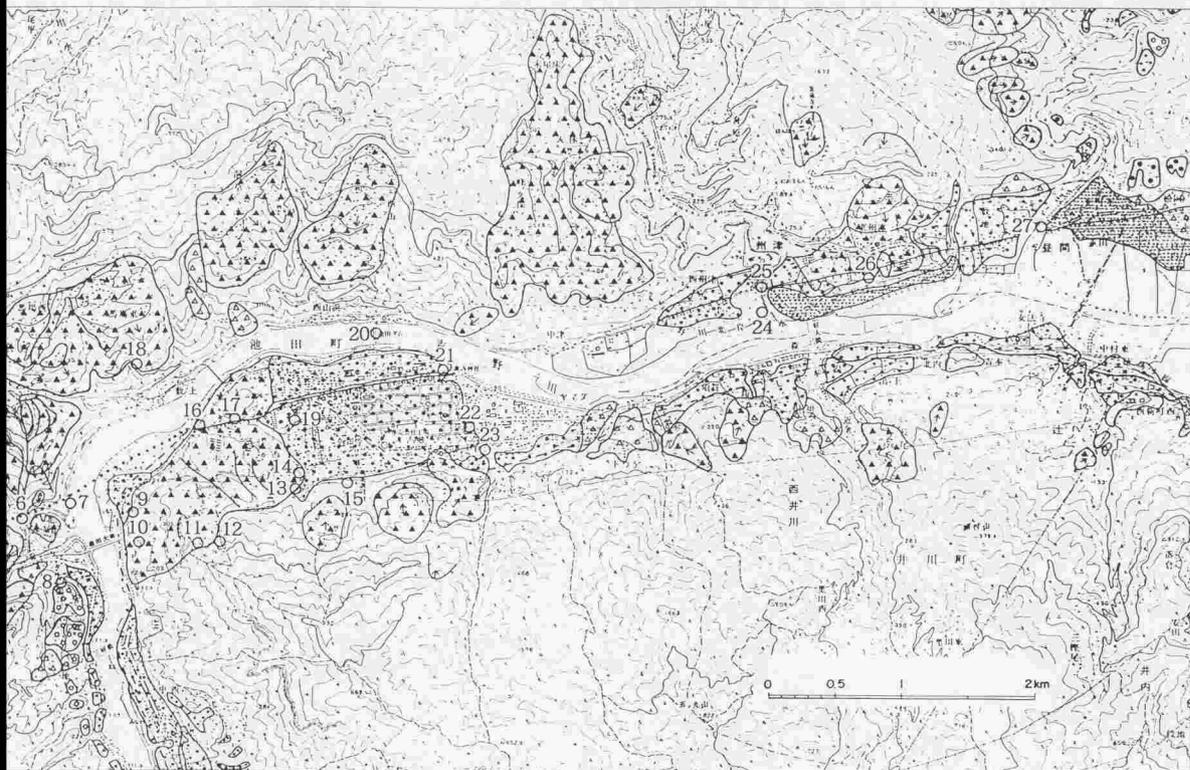
讃岐山脈の南部には雲辺寺山から、西山牧場にかけて標高650m~900mの定高性の良い山陵が東北東-西南西方向に連なっている。また、この山頂部では小起伏面が保存されているところがある。讃岐山脈の南縁部は比高300~600mの急斜面となっており、中央構造線の開析された断層崖に相当する。馬路川沿いの讃岐山脈山麓には、馬路、井ノ久保等多くの地すべり地形が形成されている。また、中央構造線の北側の讃岐山脈の中腹部馬場、洞草、西山にかけて標高300~600mのところに緩斜面が形成されている。その背後には滑落崖跡の急斜面が形成され、また緩斜面の下部は比高100~400mの急斜面が形成されている。以上の地形の特徴から、これらの緩斜面は古い地すべり地形と判断される。このような、古い地すべり地形は、鮎苦谷川に沿っても分布している。





国土地理院1/2.5万分の1地形図阿波池田・讃

図-2.2.1 阿波池田地区地形分類図



5万分の1地形図阿波池田・讃岐豊浜の一部を使用

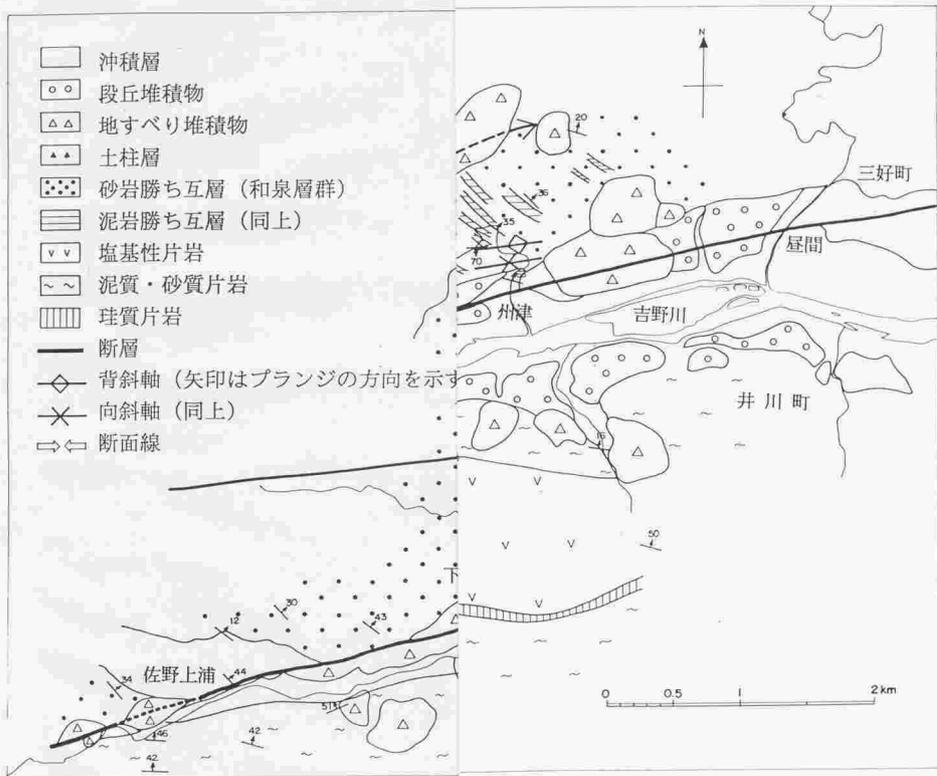
2.1 阿波池田地区地形分類図

2.3 地質概要

讃岐山脈の母体をなす白亜紀後期の和泉層群は、北縁では傾家花崗岩類を不整合に被覆し、南限は中央構造線によって三波川変成岩類と接している。北縁の不整合付近には、礫岩・アルゴズ砂岩が延々と東西方向に分布している。この基底礫岩層の南には、泥岩を主体とする泥岩相、さらにその南には砂岩と泥岩との互層を主とするタービダイト相が広く分布、讃岐山脈の主体を形成している(須鎗,1973;Nishimura,1976;西村,1980)。和泉層群は東にプランジした軸をもつ複向軸構造を形成している。そのため、各層は東が開いた馬蹄型の分布をしている。複向斜軸は和泉層群分布域の南部、中央構造線の約2km北側を走っている。

讃岐山脈の南麓では扇状地性の河成段丘が発達し、第四紀後半に讃岐山脈から土砂の供給が著しかったことを示している。段丘および扇状地堆積物など堆積面の保存の良い堆積物については、地形面の比高や保存状態、堆積物の風化の程度、 ^{14}C 年代などに基づき区分されていた(須鎗・他,1965;岡田,1968,1970;須鎗,1972;須鎗・阿子島,1978)。また、堆積原面を残していない、すなわち丘陵地の堆積物については、須鎗らは段丘堆積物に含めていたが、岡田は中・古期第四系として区別していた。しかしながら最近、山崎(1988)、阿子島・須鎗(1986)、須鎗・阿子島(1990)によりこれらの地層が前期更新世であることがあきらかにされ、吉野川北岸の前期更新統を主体とする先段丘堆積物は、水野(1987)によって土柱層と再定義された。

地質図を図-2.3.1に示す。なお、露頭地点は図-2.2.1に表示した。ここでは、当地区の基盤岩および未固結堆積物の岩質および地質構造を記載する。



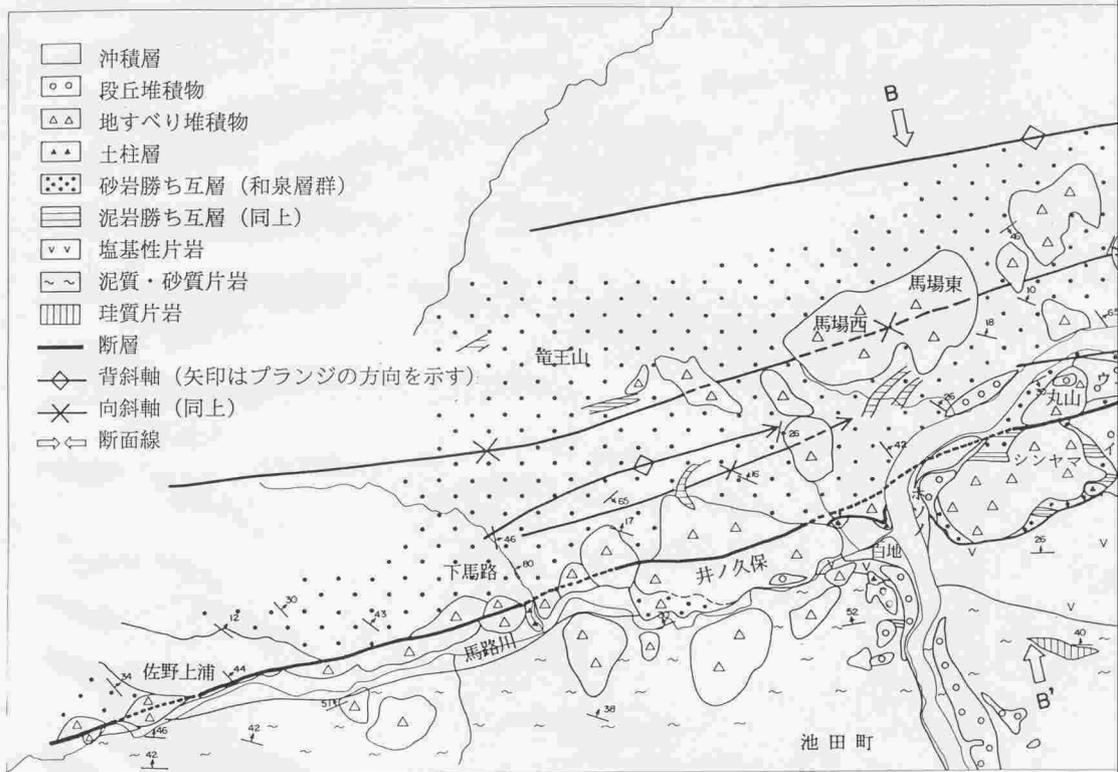


図-2.3.1 阿波池田地区地

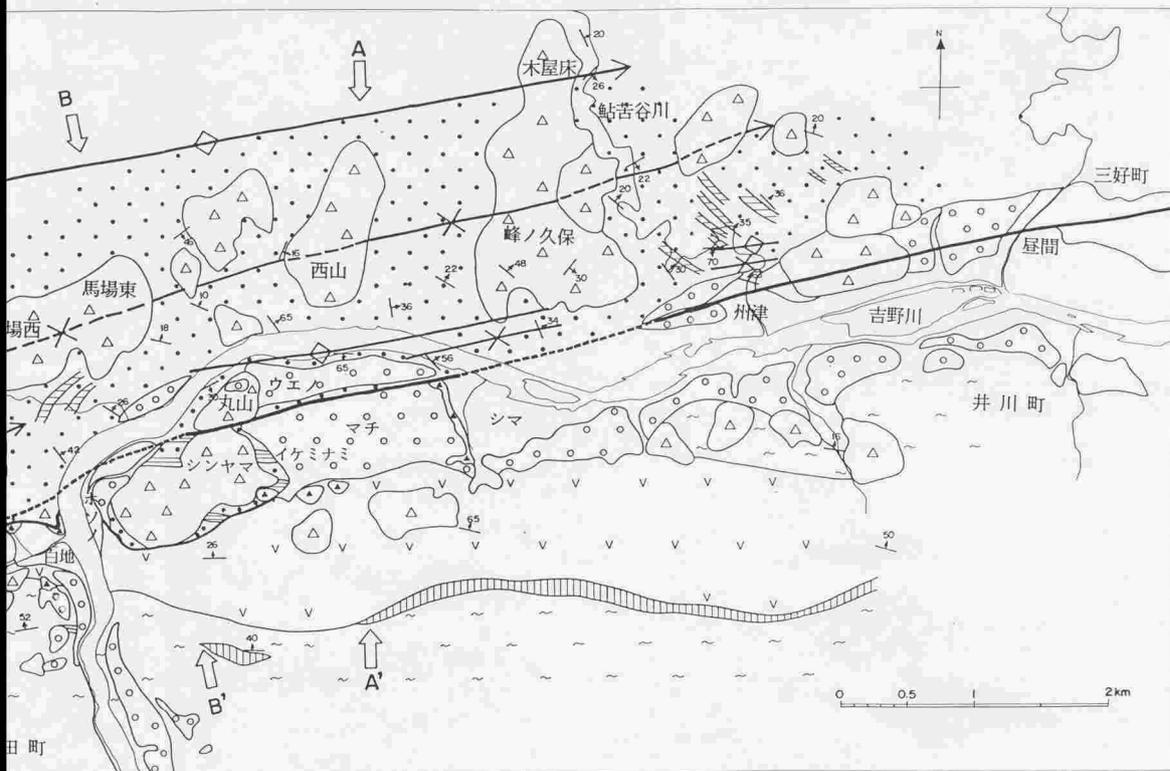


図-2.3.1 阿波池田地区地質図

2.3.1 三波川変成岩類

(1) 分布と岩質

三波川変成岩類は馬路川以南の山地および池田町市街の南側の山地を構成している。

馬路川沿いでは、主として、泥質片岩および砂質片岩が分布し、珪質片岩および塩基性片岩を伴っている。馬路川沿いでは河床部に断層破碎を受けていない本岩が露出している。中央構造線は讃岐山脈の山裾を通過すると推定される。

池田町市街地の南側の山地には幅500~1000mにわたって連続性の良い塩基性片岩がほぼ東西方向に分布している。池田町市街地の古池 (Loc.19) で実施したボーリング調査によれば、約79mの堆積物の下位に、風化した砂質片岩に基盤が確認された(岡田,1991; 岡田・長谷川,1991:図-2.3.7)。

(2) 地質構造

三波川変成岩類は、露頭では一般にENE~WNWの走向で、北へ30°~60°傾斜している。

池田町市街地の南に分布する厚い塩基性片岩の一般走向はほぼ東西である。この塩基性片岩は連続性が良く、分布から判断して須鎗・阿子島(1978)の想定する南北性の断層によるマッパブルな変位は受けていないと考えられる。

2.3.2 和泉層群

(1) 分布と岩質

和泉層群は馬路川の北側および吉野川の北側の讃岐山脈を構成すると共に、池田町市街西部のシンヤマの丘陵に分布している。

讃岐山脈南部の和泉層群は主として砂岩優勢砂岩泥岩互層(砂岩勝ち互層)から構成され、西部の上浦付近、東部の洲津付近およびシンヤマ泥岩優勢砂岩泥岩互層(泥岩勝ち互層)が、泥岩勝ち互層が多く挟まれる。

砂岩勝ち互層は、厚さ数10cm~3mの厚い砂岩と数cm未満の泥岩の整然とした互層から構成される。砂岩は灰黄色~灰緑色を呈し、級化層理に富み、タービダイトである。泥岩は黒~黒灰色を呈し、砂粒を含む。本層中には厚さ数m程度の酸性ガラス質凝灰岩がはさまれるが、その連続性は悪い。

泥岩勝ち互層は、数cm~数10cmの泥岩と厚さ数cmの砂岩との互層からなる。泥岩は黒灰色で砂粒や含む。砂岩は灰黄色~灰緑色で、中粒で級化層理に乏しい。

(2) 地質構造

中央構造線の北側の讃岐山脈には地すべり地形が発達しているので、地形上明らかに地すべり岩体と判断される露頭を除き、現地性と判断される和泉層群は一般に開いた褶曲構造を形成している。

調査地内では、中央構造線から北へ1.2kmの所に北へブランチするN75° Eの方向の向斜軸(峰ノ久保向斜)がある。その南翼の和泉層群はN40~50° Wの走向で、北へ30~50° 傾斜し、北翼ではN50~60° Eの走向で、南へ約20° 傾斜している。軸部では、和泉層群は波長約10m 開いた東へ10~20° ブランチする小褶曲を形成している。向斜軸の800m北側の木屋床には背斜軸(木屋床背斜)がある。

洲津から下馬路間では、中央構造線の約500m北側に、東西方向の向斜と背斜構造が形成されている。背斜軸は池田ダムを通り、ほぼ吉野川に沿って走る。背斜軸部は池田ダムの基礎に露出し、破砕帯を伴っている(水資源開発公団,1975)。南翼では、ENEの走向で南へ約60° 傾斜している。北翼ではNW~NNWの走向で、20° ~65° 北東へ傾斜している。すなわち、この背斜構造は和泉層群の一般的な開いた褶曲と異なり、閉じており、かつ軸部に破断を伴う脆性変形を受けている。この褶曲構造は連続性が悪く、下馬路より西方の和泉層群には、このような褶曲構造は認められない。

2.3.3 酸性貫入岩

佐野上浦の馬路川支流の出口付近では(Loc.1)、泥質片岩の破砕部に岩脈が貫入している(図-2.5.8)。岩脈は黄褐色を呈し、完全に粘土化しているため、原岩が判定できないが、色調からデイサイト~流紋岩と推定される。本岩のすぐ北側には和泉層群が分布するので、本岩は愛媛県の中央構造線と同様に、中央構造線の破砕帯に貫入した中期中新世の岩脈類と推定される。

2.3.4 土柱層

池田町付近の砂礫層は一般に上下2層に区別されている(中川・中野,1964;中川,1965;岡田,1968)。このうち下部礫層は、段丘面を形成する上部礫層とは明瞭に区別される先段丘堆積物で、土柱層相当層に対比される。本層は中央構造線池田断層以南に分布し、最大100mの厚さに達する。各地点の柱状図を図-2.3.2に示す。

馬路川支流深川谷出口付近(Loc.2)では淡青色~淡灰色の粘土層が分布している(中川・中野,1964;岡田,1968;須鎗・阿子島,1978)。本堆積物は、三波川変成岩類の角礫および材

が粘土ないしシルト質の基質にサポートされていることから土石流堆積物を主体とするものと判定される(図-2.3.4)。本堆積物中の材からは25,950±950年B.P.の ^{14}C 年代が報告されているが(岡田,1970)、本堆積物は、固結度が良く、地形面を形成していないので、低位段丘堆積物ではないと考えられる。本堆積物は、現在より若干寒い気候を示す植物遺体を産すると共に(中川・中野,1964;中川,1965)、メタセコイア種子を産するので(水野清秀,談話)、更新世前期以前の堆積物を含むことが確実である。

北名付近(Loc.7)および、池田町下位面の下部(Loc.23)に分布する本層(下部礫層)は、よく円摩された三波川変成岩類の中〜大礫を主体とし、和泉層群砂岩の円礫〜亜角礫を含み、これらの礫はクラストサポートされたおり、本流型河川堆積物である(図-2.3.5)。また基質は砂質であるが、風化を受け黄褐色の粘土分が増えている。礫自体も風化を受け、くさり礫化している部分も多い。しかし、礫層の固結度は段丘面を構成する上部礫層より良い。岡田(1968)は下部礫層と上部礫層は整合と考えているが、上部礫層は、風化を強く受けた下部礫層の上に堆積している未風化の礫層なので、両者は整合一連の地層とは考えられない。また、須鎗・阿子島(1978)は、本層を風化の程度から中位段丘礫層としているが、段丘面を形成しておらず、またその分布高度も低い。従って、本層は中位段丘構成層ではなく、より古い土柱層相当層の可能性が高い。本層最上部のシルト層から2.4-2.8万年の ^{14}C 年代を示す材化石が報告されているが(岡田,1968)、その後の再測定では4万年を越えているという(須鎗・阿子島,1978)。この ^{14}C 年代は測定限界を越えており、土柱層中の材化石の測定値と考えても矛盾しない。

白地簡易保険保養センター中位段丘面(140-150m)では、標高125m付近で、基盤の塩基性片岩を結晶片岩の円礫層が被覆している。この礫層の基質に乏しく、砂から構成され明赤褐色に風化している。その上位には、平坦面まで厚さ20m以上の固結度の良い角礫層が堆積している。この角礫層は中〜大礫サイズの砂岩亜角礫〜角礫から構成され、三波川変成岩類の礫は入っていない。また礫も新鮮で風化の程度は低く、基質は黄褐色を呈したシルトを主体としている。本層は、角礫が基質にサポートされていることから、土石流堆積物と推定される。本層は中位段丘面下に分布しているが、固結が非常に良いこと、土石流の堆積地形が段丘面に切られていることから、中位段丘堆積物ではなく、土柱層相当層と推定される。

池田町市街地の古池(Loc.19)で実施したボーリング調査によれば、約10mの池田下位面構成層の下位に、約69mの厚さで三波川変成岩類の碎屑物を主体とする厚い土石流堆積

物が確認された(岡田,1991;岡田・長谷川,1991;図-2.3.7)。本層は、その最上部に風化殻が形成され、固結度が非常に良いので、段丘構成層とは区別される。下部にも還元色中の堆積物中に褐色化した風化帯があり、堆積中に幾度か離水したと推定される。本層中の腐植土の花粉分析によれば、メタセコイアを多産するので、更新世前期以前の堆積物を含む(岡田,1991)。

池田町市街の南の山裾(Loc.13,15)には、和泉層群砂岩の角礫からなる土石流堆積物(図-2.3.6)および三波川変成岩類の碎屑物からなる土石流堆積物が分布する(図-2.3.7)。本層は、須鎗・阿子島(1978)により中位段丘堆積物とされたが、段丘面は残っておらず、固結度が良いことから土柱層相当層と判断される。本層中の材化石からは、Loc.15で $>37,800$ 年B.P.の ^{14}C 年代(古谷,1977)、Loc.13で32,600年B.P.前後の ^{14}C 年代(岡田・堤,1990)が報告されているが、 ^{14}C 年代の測定限界に近いので、これは堆積物の年代を示していないと思われる。Loc.14における腐植土の花粉化石は、メタセコイアを含まず、Cryptomeriaに富み、3万年以前の堆積物(古谷,1979)に対比される(図-2.3.8)。

州津(Loc.24)における吉野川北岸用水のボーリング調査によれば、池田断層以南の沖積層の下位にN値50以上の固結度の良い厚い堆積物が確認されている。しかしながら、池田断層以北では河床部に和泉層群が露出し、本層の分布はない。

以上述べたように、池田断層以南の吉野川低地の地下には厚い先段丘堆積物が分布し、一部は四国山地南麓斜面にへばり付いている。本層は、南縁部の四国山地の山麓で、三波川変成岩類を不整合に被覆し、三波川変成岩類との不整合面は中央構造線に向かって約 10° 北傾斜している(図-2.3.3)。このため、池田断層のすぐ南側の池田町市街地では、本層は少なくとも100mの厚さに達する。本層は古吉野川の河床堆積物、讃岐山脈の山麓および四国山地の山麓に堆積した土石流堆積物を主体とする古吉野川低地西端部の堆積物である。本層の下部は、メタセコイアを産出するので、更新世前期以前の堆積物を含み、上部は段丘以前の更新世中期に達すると推定される。したがって、本層は土柱層とほぼ同時代である。

2.3.5 段丘堆積物

吉野川本流に沿っては本流起源の河成段丘が発達し、古いものから高位、中位および低位段丘(群)に区別されている(2.2参照)。これまで段丘堆積物とされた未固結堆積物中には段丘面構成層より古い土柱層相当層が含まれている。段丘堆積物は、段丘面を直接

構成する10m前後の厚さの礫層である。

(1) 中位段丘堆積物

丸山の北斜面の標高150~170mにかけては本流型の中位段丘堆積物がある。本層は黄褐色の砂質基質をもち、片岩の円礫を主体としている。なお、丸山の周辺では三波川変成岩類の円礫を含む和泉層群起源の崖錐堆積物が分布しており、段丘面はもっと広がっていた可能性が高い。

(2) 低位段丘堆積物

池田町市街地構成面は池田断層によって、北側の池田上位面および池田下位面に分断されている。池田上位面構成層は和泉層群を不整合に被覆して、厚さ5m前後の砂礫層からなる。本層は主として良く円磨された片岩の中〜巨礫から構成されて、一部に和泉層群の角礫を伴う(図-2.3.11)。礫は新鮮で、風化はほとんどない。基質は暗褐色(10YR4/4)を呈し、主として砂から構成されている。一方、下位面構成層はよく円磨された片岩の中〜大礫を主として、和泉層群の砂岩の巨礫を伴う(図-2.3.12)。基質は暗褐色(10YR3/4)を呈し、粗粒砂〜小礫からなる。本層は露頭状況およびボーリングデータによると厚さ13~14mで、上位面構成層より厚い。本層は上位面構成層とほぼ同岩種で風化もしていず、岡田(1968)の指摘するように上位面と下位面はほぼ同時代面である可能性が高い。

州津面は池田断層によって上の段の上位面(標高106~112m)と下の段の下位面(標高96~99m)に区分される(岡田,1968)。これらの面には和泉層群と三波川変成岩類の円礫からなる厚さ1m前後の本流型礫層が分布している。礫は新鮮で風化はほとんど受けていない。州津下位面は露頭がないのでその層相、厚さは不明である。

昼間面は、現吉野川河床より約10m高い平坦面で、沖積段丘と考えられている(岡田,1968)。本層は吉野川本流の旧河床砂礫からなり、厚さ数m以内である。

これらの段丘面の時代は確定していないが、岡田(1968)によれば中位段丘面は下末吉面に、池田下位面および上位面は立川面(2~3万年)に、州津面は青柳面(1万年)に、昼間面は沖積面に対比されている。

阿波池田町地質断面図



図-2.3.3 池田市街地の地下構造

A-A' B-B' の断面線は図-2.3.1に示す。



図-2.3.4 土石流堆積物からなる土柱層相当層(Loc.2)

三波川変成岩類の淘汰の悪い角礫および材が基質に支持されている。



図-2.3.5 古吉野川の本流堆積物からなる土柱層相当層(Loc.23)

片岩の円礫を主体とし、和泉層群砂岩礫も含む。風化を受け、くさり礫が多く、基質の粘土化が進行している。

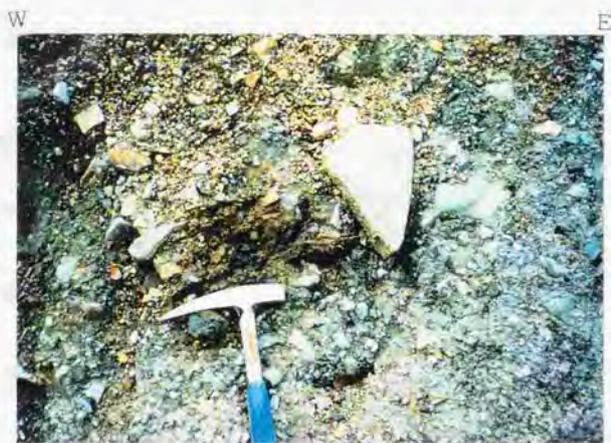


図-2.3.8 和泉層群砂岩角礫からなる土石流堆積物(Loc.13)
砂岩角礫および材が基質に支持されている。片岩円礫が取り込まれている。



図-2.3.9 吉野川南岸の山麓に分布する土柱層相当層(Loc.13)
片岩の円礫層が淘汰の悪い砂岩角礫層(土石流堆積物起源)中に挟まれている。

Taxa	Sample No.	池田新池 1
Arboreal pollen		
<i>Abies</i>		17
<i>Tsuga</i>		2
<i>Picea</i>		11
<i>Pinus</i>		4
<i>Crypiomeria</i>		358
T. - C.		6
<i>Carpinus - Ostrya</i>		2
<i>Betula</i>		1
<i>Alnus</i>		13
<i>Quercus</i> subgen. <i>Lepidobalanus</i>		1
<i>Castanea-Casinopsis</i>		7
<i>Ulmus - Zelkova</i>		1
<i>Aesculus</i>		1

Nonarboreal pollen		
Gramineae		-
Rosaceae		1
<i>Artemisia</i>		1
other <i>Carduoideae</i>		1

Unknown		7

Fern spores		
Pteridophyta		41

T O T A L		
Arboreal pollen		424
Nonarboreal pollen		3
Unknown		7
Fern spores		41
Total Number of Pollen & Spores		475

図-2.3.10 土石流堆積物(Loc.13)中の腐植土の花粉分析結果(バリノサーバイ同定)



図-2.3.11 池田上位面を構成する礫層(Loc.21)

和泉層群を不整合に被覆している。片岩および和泉層群砂岩の礫は新鮮である。



図-2.3.12 池田下位面を構成する礫層(Loc.22)

土柱層相当層を不整合に被覆している。片岩および和泉層群砂岩の礫は新鮮である。

2. 4 地すべり岩体

2.4.1 地すべり岩体の記載

吉野川北岸では、馬場西、馬場東、洞草、西山、峰の久保等、中央構造線の北側に位置する讃岐山脈の山腹には、開析された地すべり地形が分布している（図-2.2.1）。また、馬路川の北岸では、井ノ久保、上馬路、上浦等において明瞭な地すべり地形が発達している。これらの地すべり地形の緩斜面は、地表では和泉層群からなる角礫層、その下部は著しく擾乱を受けた和泉層群から構成される。

一方、馬路川南岸の三波川変成岩類分布域においても地すべり地形が発達している。また、池田町市街地の南の山腹にも開析された地すべり地形が分布している。これらの地すべり地形の地表は三波川変成岩類からなる角礫層および岩屑が堆積している。岩層中の礫は風化を受けて、クサリ礫状になり、基質も赤褐色になっているところが多い。

ここでは、それぞれの代表的な地すべり地形を構成する和泉層群の地すべり岩体の岩質と変形構造を記載し、類似した特徴を持つシヤマの和泉層群についても記載する。調査地区の和泉層群の地すべり岩体は、タービダイト起源の砂岩泥岩互層からなる。これは、地すべりや岩盤クリープの影響を受けていない河床部では、元来整然とした成層構造を保っている。しかしながら、地すべり地形中では、成層構造は大まかに保たれているものの、開口割れ目が発達し、また著しく擾乱を受け角礫状になった砂岩泥岩互層になったものもある。そこで、本報告では露頭で観察される砂岩泥岩互層を角礫化の程度によりA～Dクラスに分類し（図-2.4.1）、地形および地質構造との関係を調査すると共に、変形構造を記載した。

Aクラスの砂岩泥岩互層の砂岩層および泥岩層は、ほとんど擾乱されておらず、整然とした成層構造が保たれている。砂岩層中には、層理面とほぼ直交する数10cm間隔の節理がある。泥岩層の破碎は認められない。

Bクラスの砂岩泥岩互層の砂岩層には、不規則で小規模な開口割れ目が多く形成されている。開口割れ目によって分断された岩塊間の変位は小さく、成層構造の乱れは少ない。泥岩層は層理面沿いの剪断を受け、角礫になっている。

Cクラスの砂岩泥岩互層の砂岩層は、完全に角礫の集合体になっているが、成層構造は大まかに保たれている。泥岩層は、完全に粉碎され、鏡肌が形成されている。泥岩層の膨縮は激しく、砂岩層もレンズ状になっている。

Dクラスでは、砂岩泥岩互層の成層構造がほとんどまたは完全に破壊されて、一見崖錐堆積物状を呈する。しかし、角礫は砂岩泥岩互層から由来するものだけで異質礫を含まず、基質もないので、地すべり岩塊と認定できる。

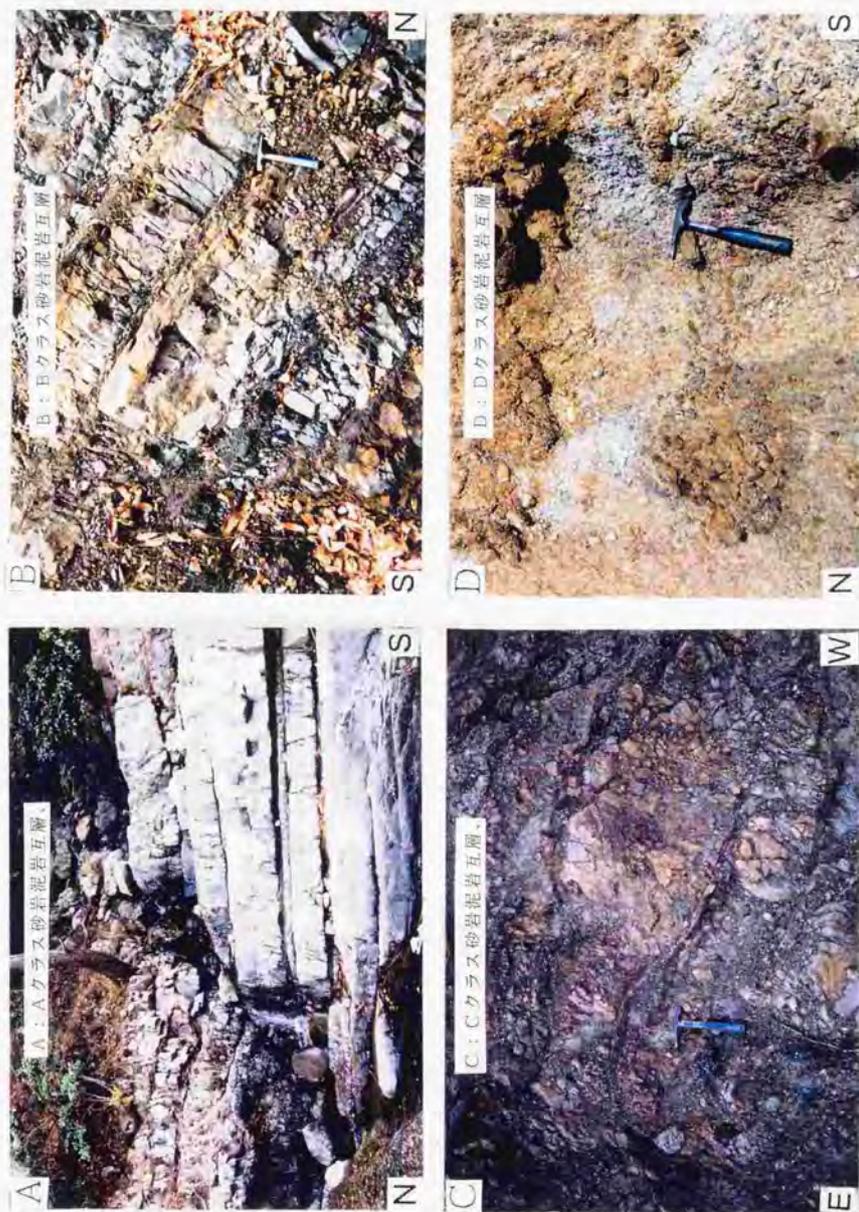


図-2.4.1 和泉層群の砂岩泥岩互層の角礫化の程度

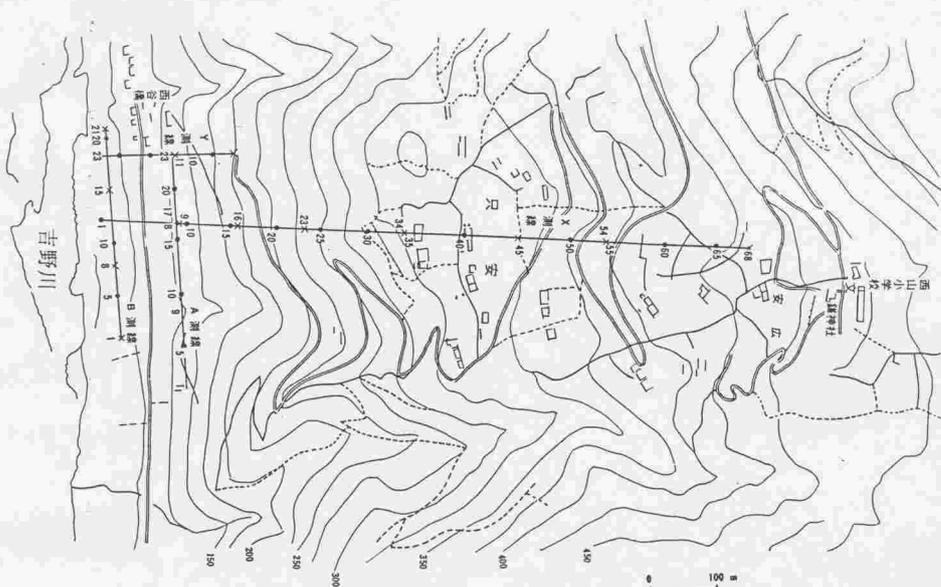
(1) 西山

西山は池田町市街地北側の讃岐山脈南麓に形成された地すべり地形である(図-2.4.3)。ここでは約200m比高の滑落崖が形成され、滑落崖の冠頂は標高約650mの尾根付近に達する。滑落崖下には、標高450m~600mにわたり緩斜面にが形成され、地表には厚い角礫層が分布する。角礫層は、和泉層群砂岩の角礫を主体とし、黄褐色シルトの基質を伴う。角礫層岩屑層は開口割れ目の発達したBクラス砂岩勝ち互層に漸移する。地すべり緩斜面は標高450mまで分布し、これより河床まで比高200m以上の急斜面が形成されている。

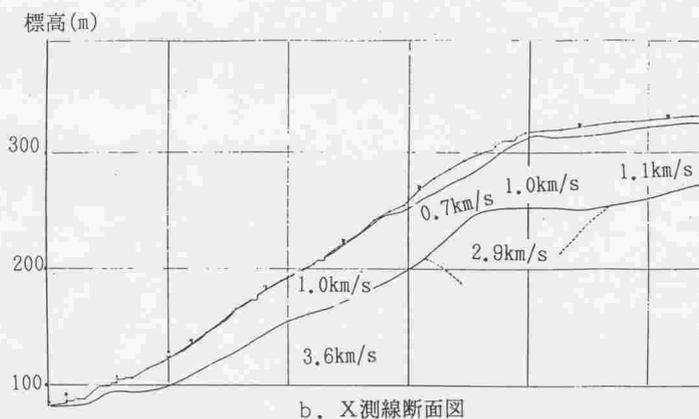
農林省のボーリング調査によれば、角礫層は42mに達し、着岩後も割れ目の発達した砂岩勝ち互層で、漏水が著しい。また、弾性波探査によると地表から40~60mまでは1.0~1.1 km/s層で、その下位には3.6~4.6km/s層が基盤となっている(図-2.4.2)。ボーリング調査結果から1km/s層が角礫層に、3km/s以下の速度層が割れ目の発達した砂岩勝ち互層に相当する。

(2) 馬場

馬場は北流する吉野川が東へ屈曲部に当たる讃岐山脈南麓に形成された地すべり地形である(図-2.4.5)。開析谷によって、地すべり地形は馬場東と西とに分かれる。馬場東では約200m比高の滑落崖が形成され、滑落崖の冠頂は標高約760~850mの尾根付近に達する。滑落崖下には、標高350m~550mの山腹緩斜面に、厚い角礫層が分布されている。角礫層は、約20mの厚さに達し、和泉層群砂岩の角礫を主体とし、黄褐色シルトの基質を伴う。標高350mから河床に近い130mまで急斜面が形成されている。ここでは開口割れ目の発達したBクラス砂岩勝ち互層が分布する(図-2.4.6)。



a. 平面図



b. X測線断面図

図-2.4.2 西山地すべり岩体の平面図と模式断面図

(農林省中国四国農政局、1970に基づき作成)

W

E

西山
↓



図-2.4.3 西山の地すべり地形全景

W

E

馬場西
↓

馬場東
↓



図-2.4.4 馬場東の地すべり地形全景



図-2.4.5 馬場の地すべり地形表層部の角礫層



図-2.4.6 馬場の地すべり岩体を構成するBクラス砂泥互層

(3) 井ノ久保

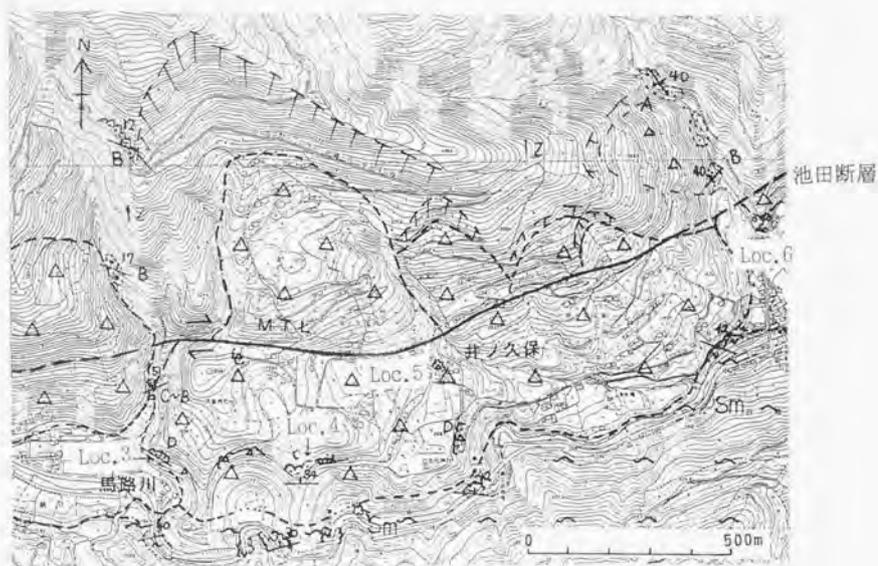
井ノ久保の地すべり地形は、東西幅1.5km、南北幅1.0kmと馬路川沿いで最大級の規模を持つ。地すべり堆積物は馬路川を越えて約400m南へ滑動した結果、その先端が対岸の山裾まで達している(図-2.4.7, 8)。このため、和泉層群からなる地すべり岩体は、三波川変成岩類と直接接している。現在の馬路川は、地すべり岩体の先端を下刻する溪谷となっている。

地すべり岩体は、表層部を和泉層群の砂岩角礫を主体とする角礫層がからなり、その下部は著しく擾乱を受けた和泉層群から構成される。角礫層は黄褐色～明赤褐色を呈している。

Loc.3 では、数cm～数10cmの砂岩角礫層中に計約2mの砂岩勝ち互層の岩塊が取り込まれている(図-2.4.9)。この岩塊には開口割れ目がcmのオーダーで密に形成されて、多角形状の破断面も発達している(図-2.4.10)。

また、Loc.4では、cm間隔で開口割れ目が発達し、角礫状に破碎された砂岩泥岩互層が露出している。ここでは、大部分の砂岩泥岩互層は大まかには層状構造を保ってはいるが、砂岩層、泥岩層共にが不規則な形のブロックに分断され、角礫の集合体の様相を呈する(Cクラス;図-2.4.11)。また、砂岩と泥岩の層状構造が完全に破碎されて、角礫層になっているところもある。これらの砂岩泥岩互層は連続性が悪く、走向・傾斜も変化に富み、多角形状の開口割れ目が発達している(図-2.4.12)。角礫と角礫との間は、黄褐色を呈したシルトの基質を持つマイクロプレッチャーによって充填されている。ここには平坦な画然とした剪断面は認められず、境界面の連続性が悪く、方向性も認められない。

中川・他(1964)、須館・阿子島(1978)等は、上述の和泉層群の破碎を中央構造線による断層破碎によるものとしたが、地すべり地形の範囲、地すべり地形の表層部に分布する岩層上の角礫層、上記のような開口割れ目を多数伴う不規則な破断状況から、岡田(1968)も指摘するように、この破碎は地すべりに伴う破碎と結論される。



△:地すべり岩体, Iz:和泉層群, Sm:三波川変成岩類, 露頭(B,C,Dは角礫化の程度)

図-2.4.7 井ノ久保のルートマップと地すべり地形(基図は国土基本図IV-GE-25を使用)

地すべり地形中のリニアメントに基づく池田断層の地表トレースは、南に張り出している。

これは、断層運動後の地すべりによる影響の可能性がある。

S

N

中位段丘面



← 池田断層

図-2.4.8 井ノ久保地すべり地形



図-2.4.8 井ノ久保(Loc.3)における和泉層群地すべり岩体の産状
砂岩角礫および開口割れ目の発達した砂泥互層岩塊(Cクラス)からなる



図-2.4.10 砂泥互層岩塊中の開口割れ目(Loc.3)の産状



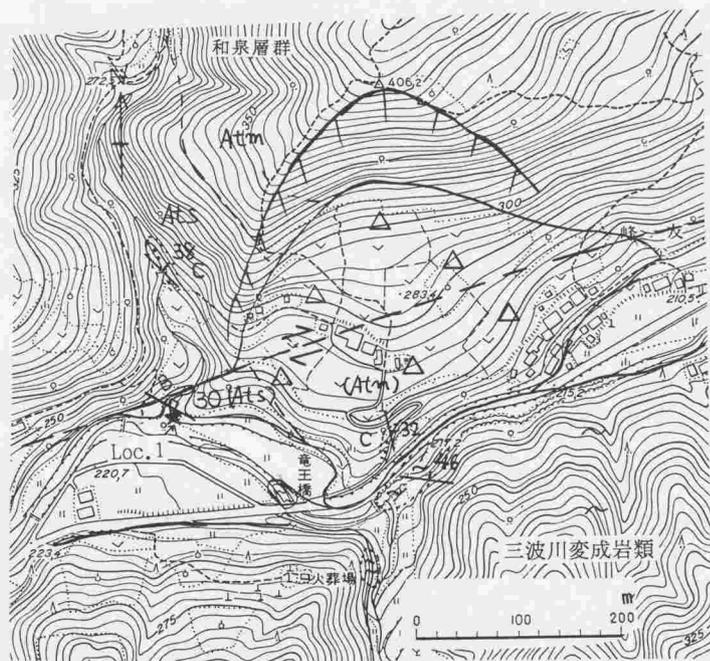
図-2.4.11 井ノ久保(Loc.4)における和泉層群地すべり岩体の産状
大まかに成層構造は保たれているが、不規則な破断によって角礫～岩塊状(Cクラス)になっている。



図-2.4.12 井ノ久保(Loc.4)における砂岩層中の多角形状の開口割れ目

(4) 上浦

上浦の地すべり地形は、開折谷がほとんど形成されていないため、完新世に形成されたと推定される(図-2.4.13, 14)。また、地すべり地形および和泉層群の分布から判断すると、地すべり岩体は約150m南へ滑動した結果、その先端が馬路川を越えて対岸の山裾まで達し、三波川変成岩類と直接接している。地すべり岩体は、地表付近には大小の岩塊を含む角礫からなるが、大部分は角礫状に破碎された(Cクラス)砂岩勝ち互層および泥岩勝ち互層からなる。



△:地すべり岩体、Ats:砂岩勝ち互層、Atm:泥岩勝ち互層、B,C:角礫化の程度

~:砂質片岩・泥質片岩

図-2.4.13 上浦のルートマップ(基図は国土基本図IV-GE-25を使用)

N

S



W

E



図-2.4.14 上浦の地すべり地形(a)と和泉層群の産状(b)

a: 和泉層群の地すべり岩体の先端は、三波川変成岩類からなる山麓に達している。

b: 地すべり岩体の先端部に露出する角礫状の泥岩勝ち互層(Cクラス)

(5) シンヤマ

シンヤマは、池田断層の南側に分布する和泉層群から構成される標高170m~300mの孤立した丘陵である(図-2.4.15, 16)。シンヤマでは、丘陵の緩斜面に和泉層群砂岩を主体とする角礫層が分布し、低標高部に角礫状のC~Dクラス砂岩泥岩互層が分布している。角礫層は数mに達する巨大な砂岩岩塊を含み、赤色風化して礫の一部はクサリ礫となっている(図-2.4.18)。シンヤマの和泉層群はその南縁で、三波川変成岩類に接する。その境界面については、①中央構造線の衝上断層面(白地衝上:中川・中野,1964)、②地すべりによる接触面(岡田,1968; Okada,1980; 岡田・堤,1990; 岡田・長谷川,1991)、③高角断層の低角化(須館・阿子島,1978)との異なる見解がある。しかし、以下の和泉層群の南限の接触状況および池田断層が和泉層群と三波川変成岩類との高角境界断層であることから(2.5参照)から、この境界は地すべりによる接触面であることは確実である。

イタノでは和泉層群の基底の分布から、北側で低角度に北傾斜する境界面が南ほど高角度になる(図-2.4.17)。

Loc.9では、かつて下部礫層と三波川変成岩類とを境する高角度の旧期”中央構造線”破砕帯が、下部礫層に衝上していたとされている(中川・中野,1964)。衝上断層面は、部分的にはかなり緩傾斜を呈するところがあるが、ほぼN75°Eの走向で、20~30北へ傾斜するという。現在は、当時と比べて露頭状況が悪く、和泉層群砂岩泥岩互層と三波川変成岩類とが近接しているが、共に崖錐状の角礫になっており、現地性かどうかは疑わしい。

Loc.10では、角礫状になった和泉層群砂岩泥岩互層(Dクラス)が、塩基性片岩と高角度の境界面で接している(図-2.4.19)。北側の和泉層群は、堆積時の層状構造および破砕時の剪断面を全く残しておらず、固結度の非常に良い砂岩の角礫を主体とし、まれに三波川変成岩類の円礫を含む。片岩礫は、境界面付近では境界面に沿うように直立している。境界面は凹凸に富み、破砕組織を伴わない。南側の塩基性片岩は、破砕されていないが、強く風化されている。これに対して、和泉層群起源の角礫層および片岩礫の風化の程度ははるかに低い。一般に、堆積物の方が透水性の高いため、岩盤よりも風化の進行が早い。従って、ここでは片岩が風化して後に、和泉層群起源の角礫層が接したと考えられる。以上の状況から、両者の境界は断層ではなく、和泉層群の岩体が、片岩礫を巻き込みながら角礫状壊れ、その南端が風化した塩基性片岩の急斜面にぶつかったものと推定される。

シンヤマ東側の新池(Loc.13)では、北側の和泉層群と南側の礫層とが断層で接し、両者の間には幅1mの断層角礫帯(走向E-W、垂直)が報告されたが(須館・阿子島,1978)、

1990年春に大規模な切土工が実施され、その全貌を把握することができた。

ここでは、和泉層群泥岩勝ち互層がうねった境界面で礫層に載っている(図-2.4.20)。境界面は、北端ではN80° Eの走向で、北に70° 傾斜しているが、南側ほど緩傾斜になっている。上盤の泥岩勝ち互層は、成層構造がかろうじて残っているが、開口した不規則な割れ目によって個々の単層は角礫状に破碎されている(図-2.4.21)。開口割れ目の一部には、下盤の堆積物が貫入している。境界面直上の和泉層群は、10数cmの厚さで黒色泥岩の粉砕物中に砂岩の角礫が散在した堆積物状の層を成しており、ここには剪断面は形成されていない(図-2.4.22)。これは、角礫層が滑材となって、堆積物が未固結の状態で、和泉層群の岩体が移動・定着したことを示している。境界面直下の礫層は、和泉層群砂岩の角礫がシルト質の基質に支持された土石流堆積物から成る。本堆積物中には、和泉層群の数m以上のブロック、片岩の円礫、丸太状の材が取り込まれている。本堆積物は、固結度から土柱層相当層に対比でき、岩種から讃岐山脈山麓で堆積した物である。本堆積物は、その南縁で三波川変成岩類を被覆する三波川変成岩類の碎屑物からなる土石流堆積物と、EWの走向で北へ60° 傾斜する境界面で接している。この境界面は密着しており、破碎は認められない。また、三波川変成岩類の碎屑物からなる土石流堆積物は、礫の配列から北へ高角度で傾斜している(図-2.4.23)。これらの、地層の産状は、讃岐山脈山麓斜面での和泉層群が岩盤すべりを起し、山麓の土石流堆積物をもるとも、南へ移動し、古吉野川の河床礫を取り込みながら、四国山地山麓斜面にぶつかったことを示している。堆積物の急傾斜構造は滑動に伴うブルドーリングによって形成された可能性が高い。

新池の上流(Loc.12)では、角礫状に破碎された砂岩泥岩互層(Cクラス)が観察される。その南限では層状構造も残らず、三波川変成岩類の円礫を含んだ和泉層群砂岩主体の角礫となっている。この角礫層は、褐色の砂質シルトを基質とし、固結度が非常に良く、しがも剪断面が観察されず、一見堆積物の見掛けを呈する。この角礫層の直下には三波川変成岩類の基盤があると推定される(図-2.4.24)。

シンヤマにおける、日本道路公団の屈折法弾性波探査によれば、シンヤマの和泉層群は、地下50~100mの深所でも、2km/secのP波速度しかない(図-2.4.25)。また、ボーリング調査によれば深度70mまで角礫上に破碎された砂泥互層が採取され、その下位に土柱層に対比される材混じりの礫層が確認された。すなわち、シンヤマの和泉層群の下には土柱層が分布し、更にその下位には弾性波探査によって三波川変成岩類の基盤が推定される。



- △:地すべり岩体、△:和泉層群角礫層、○:片岩円礫層、○:露頭
 (和泉層群) Ats:砂岩勝ち互層、Atm:泥岩勝ち互層、B,C,D:角礫化の程度
 (三波川変成岩類) Gs:塩基性片岩

図-2.4.15 シンヤマのルートマップ

E

W



図-2.4.16 シンヤマ全景

シンヤマは、池田断層の南側に分布する孤立した丘陵である

N

S

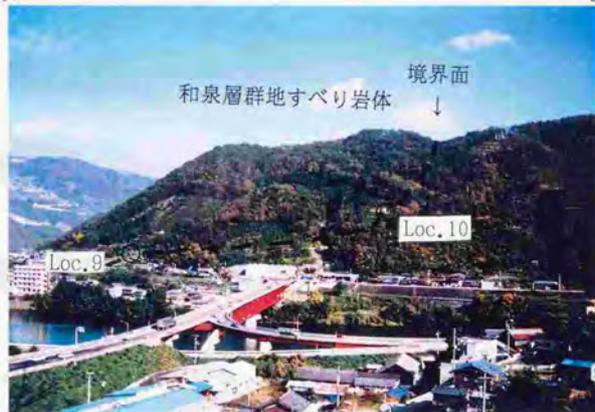
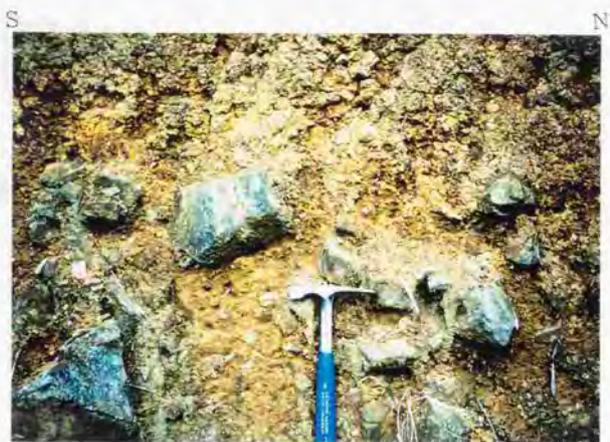


図-2.4.17 シンヤマ西斜面全景

低角度の和泉層群の基底面が、南端では高角度になる。



a



b

図-2.4.18 シンヤマの地表部に露出する和泉層群起源の角礫層

- a: 赤褐色の基質を持つ砂岩角礫からなり、赤色風化作用によって礫の一部がクサリ礫になっている(Loc.11)。
- b: 泥岩(Ms)角礫層と砂岩(Ss)砂岩角礫層とが成層している(Loc.10の北)。異質礫は含まれず、基質もほとんどなく泥岩勝ち互層が角礫状に破碎されたものである。



図-2.4.18 イタノ(Loc.9)における和泉層群と三波川変成岩類との境界

a : 角礫状の砂泥互層(左)が風化した塩基性片岩と鉛直に近い境界面で接している。塩基性片岩には断層破砕はない。

b : 境界面付近では、砂岩角礫中の片岩円礫が境界面に沿うように直立している。



図-2.4.20 新池(Loc.13)における和泉層群と土柱層との関係
 和泉層群泥岩勝ち互層がうねった境界面で礫層に載っている。



a



b

図-2.4.21 新池(Loc.13)における和泉層群泥岩勝ち互層の産状

- a : 黒色の泥岩層中に砂岩層が挟まれた成層構造が認められる。
- b : 砂岩層は不規則な多角形状の開口割れ目によって角礫状になっているが、成層構造は保たれている(Cクラス)。泥岩層は粉碎され、マイクロブレチャーになっている。



a



b

図-2.4.22 イケミナミ新池(Loc.13)における和泉層群と土柱層との境界

- a : 上盤:角礫状に破碎された泥岩勝ち互層。下盤:土柱層相当土石流堆積物。
- b : 境界面直上の和泉層群は、10数cmの厚さで黒色泥岩の粉碎物中に砂岩の角礫が散在した堆積物状の層を成しており、ここには剪断面は、形成されていない。

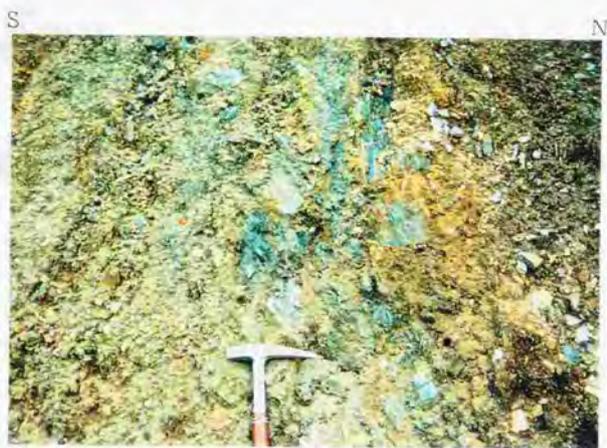
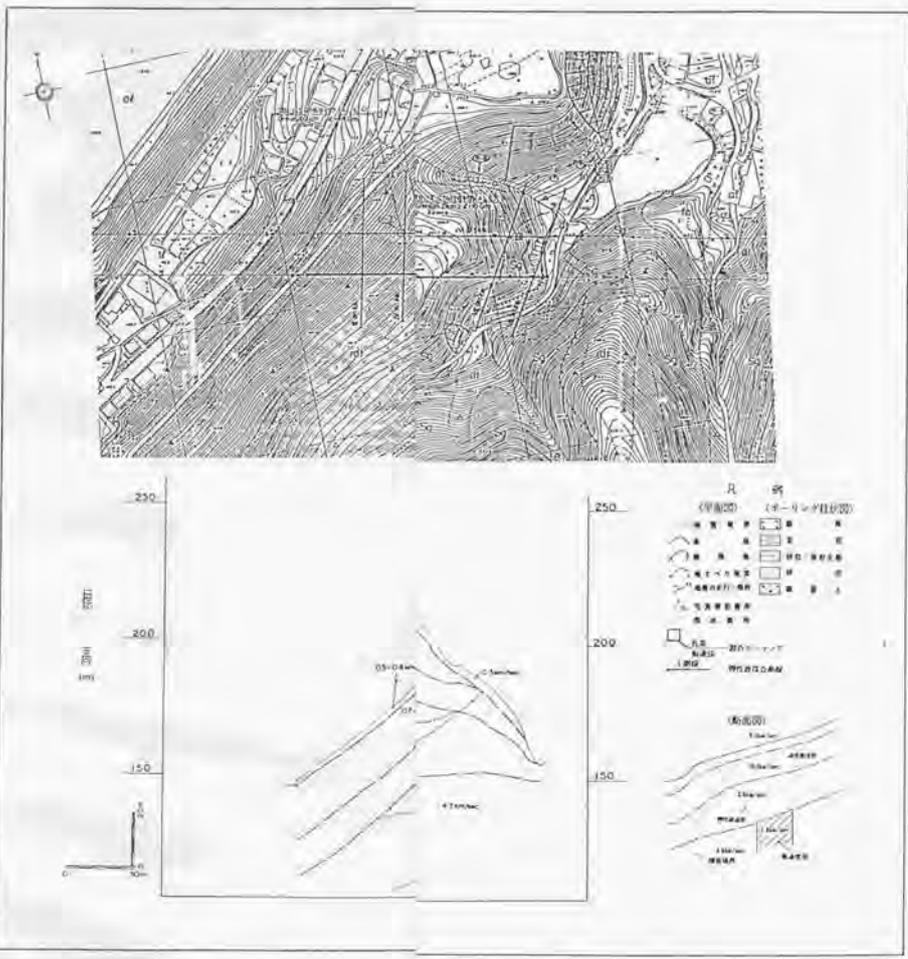


図-2.4.23 三波川変成岩類起源の土石流堆積物の片岩礫は高角度に配列している。



図-2.4.24 イケミナミ新池(Loc.12)における和泉層群基底の角礫上破砕部に取り込まれた塩基性片岩円礫



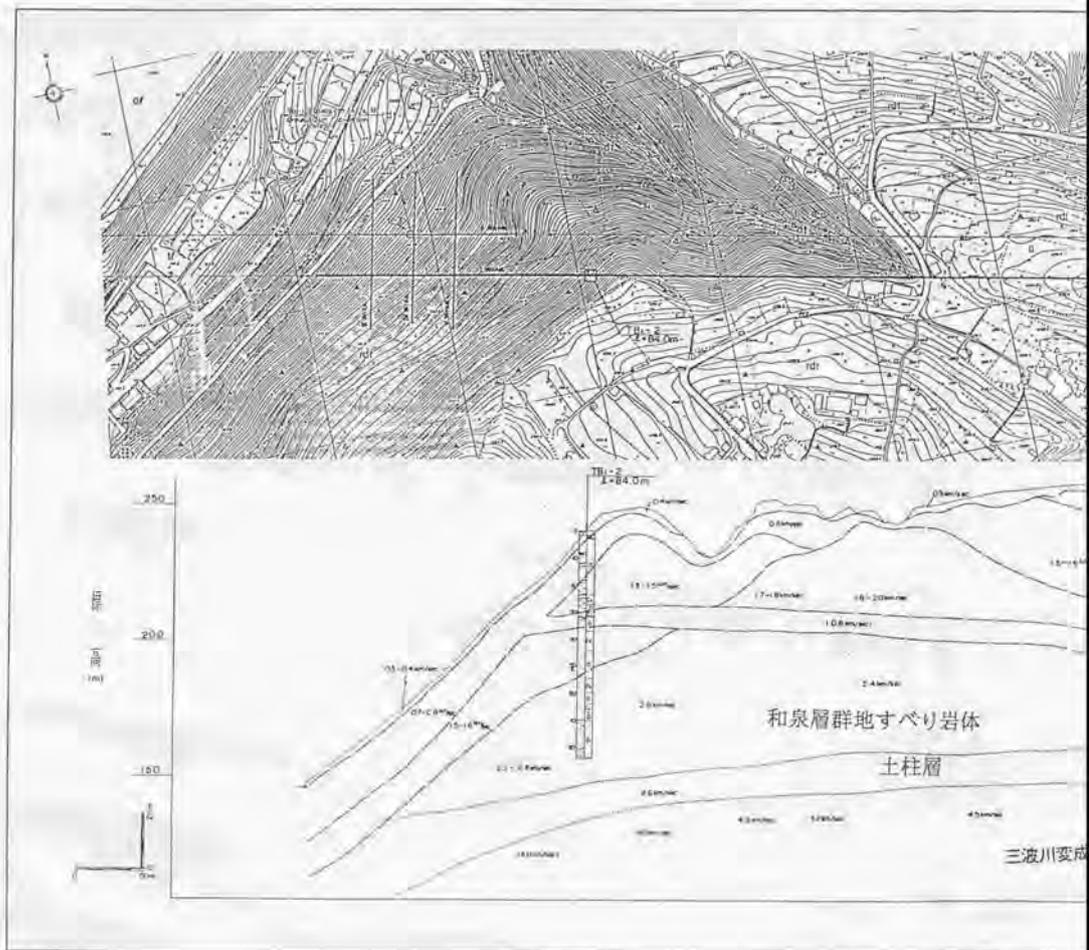


図-2.4.25 道路公団による

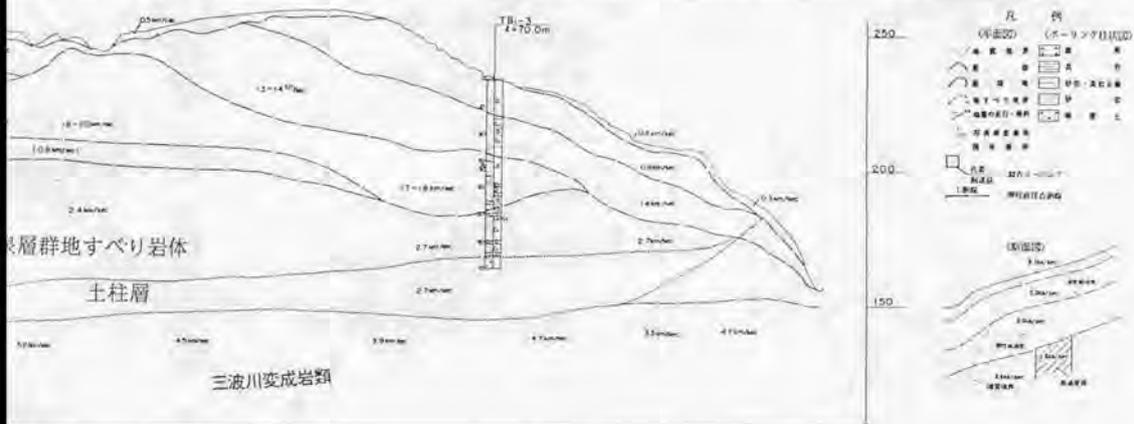


図-2.4.35 道南公園によるシンヤマの地質調査結果

2.4.2 地すべり岩体の特徴

(1) 地すべり岩体の破碎様式

和泉層群は、地すべりの影響を受けていない谷沿いでは、整然としたAクラスの砂岩泥岩互層からなるが、地すべり岩体は、角礫状の破碎されたC～Dクラスの砂岩泥岩互層からなる(図-2.4.26)。これらの岩盤の破碎には、以下の特徴がある。

- ① 砂岩泥岩互層の成層構造は大まかに保存されているが、その内部は破碎されている。
- ② 大きさ、向き、発達密度の不規則な破断面が岩体全体にわたり発達する。
- ③ 砂岩の破断面は開口し、割れ目を地表からの土壌および下盤由来の礫混りの未固結泥質堆積物が充填する場合がある。
- ④ 泥岩には層面すべりによる剪断破碎が卓越し、層理面を切る剪断破碎は少ない。
- ⑤ 通常の断層のように直線的な分布をとらず、破碎の著しい岩体の分布は局所的である。
- ⑥ すべり面上盤(すなわち地すべり岩体)が著しく破碎されているが、下盤側の破碎はほとんどない。
- ⑦ すべり面付近には、しばしば粘土を基質とする角礫層が形成され、滑剤層となっている。
- ⑧ 地表近くほど緩みが著しく、地表部に角礫層が形成されている場合がある。

(2) 境界面の特徴

- ① 境界面は平滑な平面でなく、うねっている。四国山地山麓に接する先端部では北傾斜し、高角度の部分があるが、全体として円弧状の形態である。
- ② 堆積物との境界面には、堆積物固結後に形成された剪断面は認められない。
- ③ 先端部の高角度の境界面では、境界面に沿う剪断が認められないが、堆積物が高角度に傾斜する場合がある。これは、滑動に伴うブルドーリングで説明される。

(3) P波速度

基盤岩の和泉層群のP波速度が、4km/sec以上あるのに対して(例えば、水資源開発公団、1975)、地すべり岩体のそれは、1～3km/secと著しく低い。これと対応するボーリングコアから、P波速度の低下は岩片の軟質化(化学的風化)ではなく、岩盤中の亀裂および破碎に起因している。

2. 5 中央構造線

本地区の中央構造線は池田断層と呼ばれ、馬路川の北岸から、池田町市街地を横断し、吉野川北岸に沿って走る(図-2.2.1、2.3.1)。池田断層に沿っては、段丘面、地すべり地形を右横ずれ変位させるリニアメントが、ほぼ直線的に連続するため、本断層が第四紀後期に活発な右横ずれ断層運動を行っているとは推定される(岡田,1968)。また、本断層に沿って高角度の断層面を持つ和泉層群および三波川変成岩類の破碎帯が観察されることから、本断層は和泉層群と三波川変成岩類との境界断層である。そして、中川・中野(1964)、中川(1965)、須鎗・阿子島(1978)らの指摘する低角度衝上地塊は、岩盤すべりによる異地性岩塊と判断される。また、中川・中野(1964)、中川(1965)、須鎗・阿子島(1978)によって、推定された中央構造線を切る南北方向の断層群は和泉層群の地すべり岩体と三波川変成岩類との境界を中央構造線と見誤り、地すべりの移動量の違いによる物質境界に基づき、想定されたものと考えられる。

以下、各地区の断層地形および断層露頭について記載する。

2.5.1 州津-昼間地区

池田町東部の州津から三好町に至る吉野川北岸では、吉野川本流の低位段丘面上に北側隆起を示すリニアメントが、 $N75^{\circ} E$ の方向で、15kmにわたってほぼ直線上に分布する(図-2.2.1)。このリニアメントは段丘面状の低崖からなり、以下の理由から中央構造線池田断層の低断層崖と推定される(岡田,1968)。

- ① 低崖は、和泉層群と三波川変成岩類との境界断層にほぼ一致する。
- ② 低崖は、いくつもの段丘面に直線状にかつほぼ連続して形成されている。
- ③ 同時代とみなされる段丘面に一定方向の低崖を形成している。
- ④ 古い段丘面ほど低崖の比高が増大する。

三好町昼間では、低位段丘面に形成された直線状の低崖の延長部の小川谷川河床(Loc.27)に、三波川変成岩類と和泉層群との断層破砕帯が観察される。境界断層面は、差し違え構造があるものの全体として $N82^{\circ} E$ の走向で、北へ 70° 傾斜する(岡田,1968)。

池田町東州津では、崖錐地形中に南向きの低崖が形成されている。この崖錐は、箸蔵駅西方の谷から供給され、その上流には大規模な崩壊地が認められる。崖錐堆積物は、低崖の南側のLoc.26においても観察され、和泉層群の角礫および岩塊より構成されている。須鎗・阿子島(1978)は、本堆積物を和泉層群の破砕帯としているが、地形および破断の特徴から、断層破砕帯ではない。

西州津では、低位段丘面上ノ段(州津上位面)と下ノ段(州津下位面)とを境する $N75^{\circ} E$ 方向の低崖が形成されている(岡田,1968;須鎗・阿子島,1978)。この崖の延長部の鮎苦谷川河床(Loc.25)では、 $N70^{\circ} E$ の走向で鉛直な和泉層群の破砕帯が観察される。この和泉層群破砕帯は黒色の断層ガウジ及び角礫からなり、リニアメントとの対応から池田断層の破砕帯に相当する。ここでは、和泉層群が露出するのに対して、南側では三波川変成岩類は露出していない。Loc.25では、厚さ約2mの沖積礫層下に厚さ15mを越える土柱層相当層が分布することがボーリングによって確認されている。すなわち、池田断層を挟んで北側では堆積物は薄く、南側では厚い。

2.5.2 池田町市街地

池田町市街地にはマチ(池田下位段丘面)とウエノ(池田上位段丘面)に二分する $N75^{\circ}E$ 方向の、比高20~30mの直線状の崖(リニアメント)が形成されている。この崖は、既に岡田(1968)が指摘しているが、以下の理由からの中央構造線池田断層の活動による断層崖と推定される。

① このリニアメントは和泉層群と三波川変成岩類との境界断層に対応する。すなわち、崖の基部では、和泉層群の破碎帯と共に三波川変成岩類起源と考えられる破碎帯が報告されている(岡田,1968)。また、この崖の西方延長の国道工事法面(Loc.16)においても泥質片岩の断層破碎帯が確認された(長谷川,1992)。断層ガウジは、黒色と白色を呈した縞状構造を持ち、全岩粉末X線回折で結晶度の高い多量の白雲母を確認できるので片岩起源であることは確実である。また、この縞状構造は $N58^{\circ}E$ の走向で、南へ 80° 傾斜しているが、周辺斜面の状況から、国道側にクリープしている可能性がある。このため、本来は、より東西走向で、鉛直ないし高角度で北傾斜をした断層である可能性が高い。

② この崖は同時代と思われるの段丘面を変位させている。北側(隆起側)の池田上位面では、和泉層群を覆って厚さ1~5mの段丘礫層が分布するが、南側の下位面では、三波川変成岩類を覆って厚さ60m以上の土柱層相当層および厚さ約10mの段丘構成礫層が分布している。すなわち、池田断層は土柱層の分布北限を画する断層で、池田面形成中も北側隆起の断層運動をしていたと推定される。

③ 池田面形成時の吉野川の流向を復元すると、段丘面形成後200m以上右横ずれしていたと推定されている(岡田,1968)。

④ リニアメント南側に位置するシンヤマの和泉層群は地すべり起源と推定され、中央構造線の断層運動を示さない〔2.4〕。

⑤ 池田下位面の南端は、三波川変成岩類からなる山地と接しているが、新期の断層運動を示すリニアメントは観察されない。須鎗・阿子島(1978)が推定した断層の証拠はない。



図-2.5.5.1 阿波池田町市街地を横断する中央構造線池田断層による地形



a



b

図-2.5.2 丸山西方(Loc.16)における中央構造線の断層露頭

a : 断層露頭は地形学的に推定される池田断層の通過位置に相当する丸山とシンヤマとの間の鞍部下方に位置する。

b : 高角度の断層面を持つ泥質片岩の断層ガウジが観察される。

2.5.3 馬路川沿い

馬路川沿いでは、馬路川沿いに未破碎の三波川変成岩類が露出しているため、中央構造線は讃岐山脈の山裾付近を通ると推定される。しかしながら、ここでは地すべり地形および地すべり岩盤・堆積物から示されるように、北側の和泉層群が馬路川に向かって地すべりしている〔2.4〕。このため、地表における和泉層群の分布南限はかなり凹凸に富む。これに対して、池田断層に対応するリニアメントは、ほぼ直線的に讃岐山脈の山裾から地すべり地形中を、N75~80°Eの方向に走る(岡田,1968,1978)。

(1) 井ノ久保

井ノ久保では、地すべり岩体中比較的連続性の良い低崖が東西に連なっており、ここを中央構造線池田断層が通過する可能性が高い(図-2.2.1, 2.4.6.)。ただし、地すべり岩体中のリニアメントは南へ張り出すようにわん曲しており、地すべりの影響が断層の地表トレースに表われている可能性がある。また、この地すべり地塊は崖を境にして、約150m右横ずれしているように見える。中川・中野(1964)および須館・阿子島(1978)による中央構造線は、地すべりによって南へ張り出した和泉層群と三波川変成岩類との地表物質境界である。

(2) 下馬路深川谷

下馬路では地すべりによって形成された緩斜面に低崖が形成されており(図-2.5.3.4.)、中央構造線池田断層は地すべり地形中を通ると推定される(岡田,1978)。

下馬路の(Loc.2)は、地形から池田断層が通過する付近に位置する。ここでは、三波川変成岩類起源の土石流堆積物に和泉層群が衝上しているのが観察される(図-2.5.5)。境界面は明瞭でN84°Eで26°傾斜し、境界面に沿って幅2~3cmの黒色粘土が形成されているほかは、顕著な破碎帯は形成されていない。上盤側の和泉層群は砂岩・泥岩互層からなり、砂岩はレンズ状・角礫に分断されて、不規則な開口割れ目が発達しているが、境界面に沿う剪断面は認められない。泥岩は、せん断面が発達して、不規則に粘土化している部分がある。下盤は、土柱層に対比される土石流堆積物で、三波川変成岩類の碎屑物からなる。下盤側の堆積物は礫の配列から、急傾斜している可能性がある(図-2.5.6)。しかしながら、Loc.1の衝上断層の南側の深川左岸斜面には、開口割れ目の発達した和泉層群砂岩・泥質互層が露出しているため、衝上断層面は南へ行くにしたがい、ほぼ水平になり、

緩くうねっている(図-2.5.7)。和泉層群の破碎状況、境界面の分布形態および周囲に地すべり岩体が多く分布することから、衝上断層上盤側の和泉層群は、中央構造線の断層運動ではなく、土柱層堆積時の地すべり岩体の可能性が高いと考えられる。そして、堆積物の急傾斜構造も断層運動ではなく、滑動に伴って形成された可能性が高い。従って、池田断層はLoc.1すぐの北側を通過するすると推定される。

(3) 佐野上浦

佐野上浦の馬路川支流の出口付近には(Loc.1)、泥質片岩の破碎帯にデイサイトへ流紋岩と推定される酸性岩が貫入している(図-2.5.8)。泥質片岩破碎帯には、青灰色と白色との縞状の剪断面が発達している。剪断面は $N64^{\circ}E$ の走向で、 70° 北へ傾斜している。酸性岩は、多少の凹凸があるものの、泥質片岩の剪断面に沿って貫入している。酸性岩は、貫入後破碎および著しい変質を受け、完全に粘土化している。泥質片岩破碎帯も変質を受け、著しく粘土化している。

泥質片岩の縞状破碎帯の北縁部には、高角度の剪断面を切る $N50^{\circ}W$ の走向で北東へ 36° 傾斜する小断層がある(図-2.5.10)。この小断層は縞状組織のひきずりから、みかけ上逆断層である。この小断層の北側の泥質片岩の縞状破碎部は、北へ緩傾斜し、 $N56^{\circ}W$ の走向で 28° 北東へ傾斜する断層面と和泉層群と接している(図-2.5.9)。

泥質片岩破碎帯に載る和泉層群の砂岩泥岩互層が地すべり岩塊であることは、以下の事実から推定できる。

① 泥質片岩が著しい破碎、変質を受けているのに対し、砂岩泥岩互層は破碎、変質をほとんど受けていない。これは、破碎帯の上にかつて破碎帯から離れた所にあった砂岩泥岩互層が載ったことを示す。

② 砂岩泥岩互層は、不規則な開口性の割れ目によって多角形上の角礫が形成されている。また、ひきずりを受けた泥質片岩破碎帯のみ同様な破断が認められる(図-2.5.10b)。これは、地表部の地すべりによる破断の特徴である。

③ 泥質片岩破碎帯に載る和泉層群は佐野上浦の地すべり地形に連続する。

④ 北傾斜の境界面およびひきずりによって示される移動方向は、地すべりと調和的である。

従って、NW走向の逆断層は中央構造線の運動ではなく、地すべりの末端部に形成され

たすべり面の1つと考えられる。そして、中央構造線の本来の断層面は、地すべりによる変形の受けていない剪断面が示すように、高角度である可能性が高い。

断層露頭のすぐ北側の直上流では、谷が急に右方向に約25m屈曲する。この屈曲部から北側は讃岐山脈を構成する和泉層群が分布している。従って、屈曲部を和泉層群と三波川変成岩類との境界断層が通ると推定される。しかしながら、屈曲部の北岸の和泉層群も不規則な開口割れ目が多く、移動量が少ないものの、地形からも地すべり岩盤と判断される。このため、屈曲部で中央構造線に対応する断層面が観察できないのは、断層が和泉層群の地すべり岩塊に覆われているためと判断される。



△:地すべり岩体、Iz:和泉層群、Sm:三波川変成岩類、●●:土柱層

図-2.5.3 下馬路深川谷付近のルートマップ(基図は国土基本図IV-GE-25を使用)



図-2.5.4 下馬路の地すべり地形中の鞍部を通る池田断層



a



b

図-2.5.5 下馬路深川谷(Loc.2)における衝上断層

a : 右岸側の境界面(右:和泉層群、左:土石流堆積物)

b : 左岸側の境界面(左:和泉層群、右:土石流堆積物)



図-2.5.6 礫の配列から急傾斜を示す土石流堆積物。

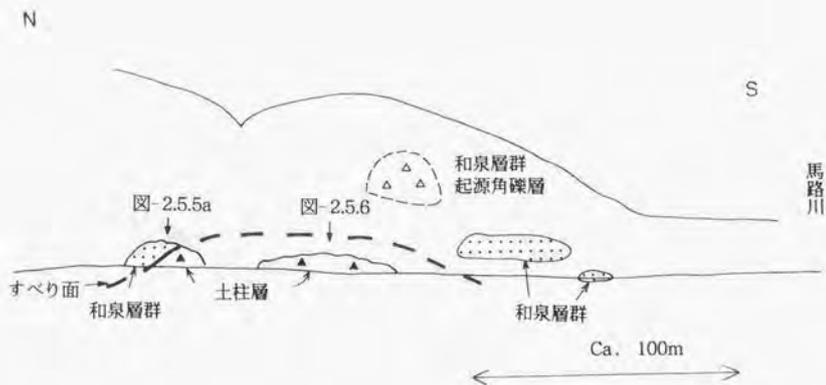


図-2.5.7 深川谷出口付近の地質断面図

N 谷の右屈曲

S

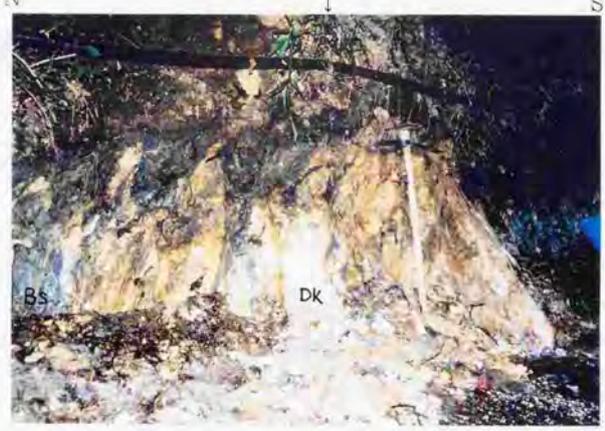


a

酸性岩脈

N

S



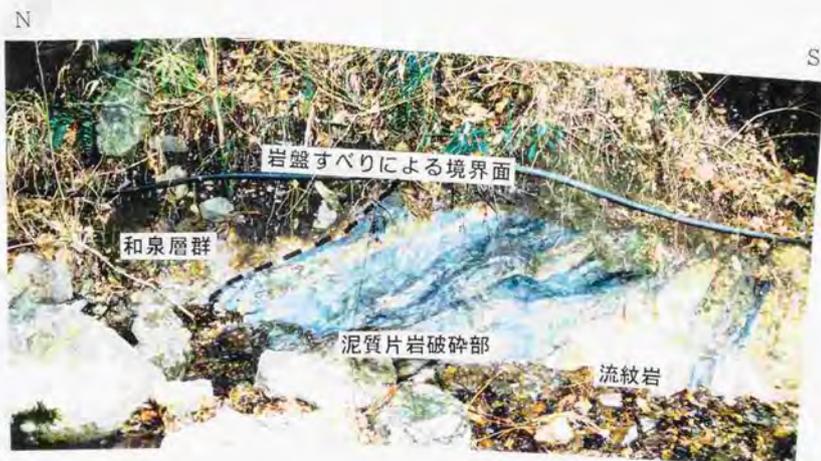
b

図-2.5.8 佐野上浦 (Loc.1)の中央構造線の断層露頭

a : 全景(左端:和泉層群(Iz)、中央暗色部:泥質片岩破砕帯(Bs)、

中央明色部:酸性岩脈(Dk))

b : 泥質片岩の破砕帯にデイサイト~流紋岩と推定される酸性岩(Dk)が貫入している。



a

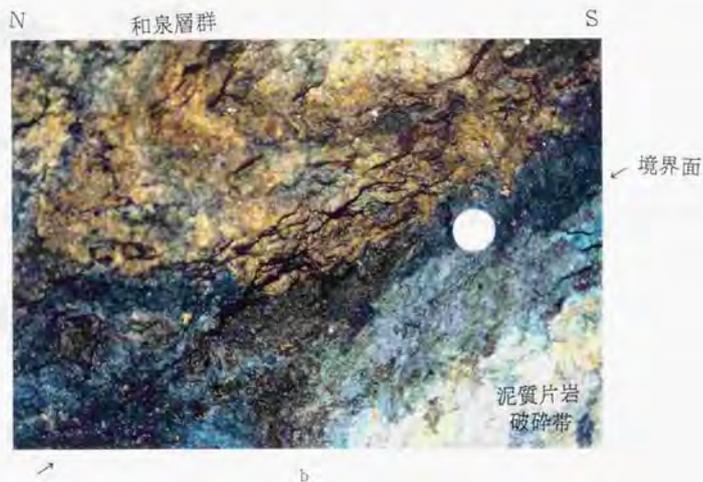


図-2.5.9 和泉層群と泥質片岩の接触面

- a : 和泉層群の衝上によって泥質片岩がひきずられている。
- b : 境界面に沿う剪断・破碎はほとんど認められない。



a



b

図-2.5.10 泥質片岩北縁部の変形構造

- a : 泥質片岩中の小断層とそれによるひきずり
- b : ひきずりを受けた部分のみに認められる多角形状の微小な角礫

2. 6 地すべり岩体の起源

2.6.1 岩盤すべりの発生時期

池田町では、前述のように、中央構造線池田断層の北側の讃岐山脈南麓斜面で発生した和泉層群の地すべり岩体が、中央構造線を越えて南側へ滑動している。これらの地すべり岩体は、段丘堆積物との関係、地すべり地形の開析の程度、地すべり堆積物の風化の程度から、完新世から前期更新世にかけて形成されている。

佐野上浦の地すべり岩体は、開析谷が全くなく、また地すべり岩体の先端は沖積面に達し、かつ馬路川の侵食を受けているので、完新世に形成されたと推定される。

井ノ久保の地すべり岩体は、地形の開析の程度および地表部の地すべり堆積物が一部で明赤褐色に風化していることから、後期更新世初期の中位～低位段丘と同時期に形成されたと推定される。

馬場等の吉野川北岸の中腹に分布する地すべり岩体は、地形の開析の程度から、中期更新世の高位段丘と同時期に形成されたと推定される。しかしながら、現在地表には赤色風化を受けた地すべり堆積物は分布していない。これは、斜面のため風化生成物が侵食されたためと考えられる。

シヤマの地すべり岩体は、以下の事実から中期更新世前半に形成された可能性が高い。

- ① 地すべり岩体に対応する地すべり地形が完全に開析されている。
- ② 南端の尾根部に赤色化した地すべり堆積物が残っている。
- ③ 地すべり岩体は、中期更新世前半と思われる土石流堆積物が、未固結の状態で移動・定着している。

下馬路深川谷出口の地すべり岩体は、更新世前期以前の堆積物が未固結の時に滑動・定着しているため、前期更新世以前に形成された可能性が高い。

2.6.2 岩盤すべりの発生環境

これらの和泉層群からなる地すべり岩体は、池田断層による広義の断層崖で発生し、吉野川から馬路川の低地を構成する第四紀層中に滑動した。

池田断層は和泉層群から成る讃岐山脈と三波川変成岩類を基盤とする第四紀層の堆積盆地との境界断層である。この第四紀層堆積盆地は、吉野川から馬路川にかけて池田断層に沿うように東西方向に分布し、ボーリングデータ等によると、池田断層に向かって傾動する非対称な構造をしている(図-2.3.3)。また、池田断層は更新世後期の段丘面にも北側隆起、南側沈降の断層変位を与えている。従って、この堆積盆地は、池田断層の北側隆起を伴う新期の断層運動によって形成された可能性が高い。この堆積盆地は、メタセコイアの産出から遅くとも更新世前期には形成されているので、池田断層の断層運動は、遅くとも更新世前期には活動していたと推定される。

池田断層の北側には、土柱層相当層が分布しないので、土柱層堆積開始後の池田断層の正確な鉛直変位量は不明である。池田断層の北側の讃岐山脈には、標高700~800mの尾根部に、小起伏面が分布し(図-2.2.1)、これと池田断層との間の比高数100mの斜面が、池田断層の広義の断層崖に相当する。池田断層の新期断層運動による北側の讃岐山脈の起伏の増大が、岩盤すべりの地形条件を提供したと考えられる。

2.6.3 中央構造線と地すべり岩体との関係

池田断層を越えて南側へ滑動した地すべり岩体は、活動・定着後、池田断層による北側隆起を伴う右横ずれ断層運動を受けている可能性が高い。

佐野上浦では、和泉層群からなる地すべり岩体が、馬路川を越えて約150m南へ滑動し、三波川変成岩類と接している。地すべり岩体は地すべり発生後、池田断層によって、北側が隆起しながら、25m程度の右横ずれ変位を受けている可能性がある。

井ノ久保地すべり岩体は、中央構造線池田断層によって約150m右横ずれしている。

池田断層の南側に位置するシンヤマ(ホソノ)の和泉層群は、前述のように更新世中期前半頃に、池田断層の北側から南方へ約750m滑動してきた地すべり岩体と推定される。この初生的岩盤すべりが中期更新世に発生したとし、この間の池田断層の右横ずれ変位を考慮れば、地すべりはシンヤマの北側斜面よりはるか東側の斜面で発生したはずである。一つの候補地は西山南方の吉野川の上空であるが、ここの和泉層群は砂岩勝ち互層が卓越するので、泥岩勝ち互層を多く含むシンヤマの岩質と対応しない(図-2.3.1)。地すべり岩体が洲津の鮎苦谷川出口の上空にあったとすれば、岩質および大まかな地形がうまく対応する(図-2.6.1, 2)。また、鮎苦谷川がここで著しく蛇行するのは、ここが地すべりの抜け跡と説明できる。すなわち、初生地すべりは、鮎苦谷川の出口が吉野川横谷の出口にあった時代に、吉野川屈曲部の攻撃斜面で発生した可能性が高い。そしてシンヤマの地すべり岩体は、地すべり発生後、中央構造線によって4~5km右横ずれ変位を受けたと推定される。



△: 地すべり岩体, Iz: 和泉層群, Sm: 三波川変成岩類,

図-2.6.1 シンヤマの地すべり岩体の発生個所



図-2.6.2 州津北方の地すべり岩体の抜け跡