



3. 鮮新・更新統堆積中の地すべり岩体(阿波土柱-切幡地区)

3. 1 はじめに

徳島県脇町から土成町にかけての讃岐山脈の南麓では、平野と讃岐山脈との境界部に中央構造線活断層の一つである父尾断層がほぼN80°Eの走向で走っている(須館ほか,1965; 岡田,1970; 図-3.1.1,3)。父尾断層に沿っては典型的な断層地形が観察され、第四紀後半の活発な右横すべり断層活動が推定されている(Kaneko,1966; 岡田,1970; Okada,1980)。

父尾断層の南側には、標高100~300mの丘陵が、脇町西部田上付近、阿波町土柱付近、市場町・土成町境界付近(切幡丘陵)に断続的に分布している。これらの丘陵は和泉層群および土柱層から構成されている。これらの和泉層群の南縁では、日吉谷の奥および土柱奥において和泉層群が土柱層中に衝上することが報告された(須館ほか,1965)。その後、新阿波C.C.(Loc.13)およびその東側(赤坂:Loc.16)においても同様の衝上断層が報告された(須館・阿子島,1978)。また、脇町東田上(Loc.2)(楨本ほか,1968)、切幡丘陵の南部(Loc.30)(中野ほか,1973; 阿子島ほか,1979)には断層破砕を受けた三波川変成岩類が露出し、和泉層群との境界が中央構造線とされていた(図-3.1.2)。しかしながら、長谷川(1988,1990a, b,1992d; Hasegawa,1991,1992)は、これらの和泉層群の衝上地塊および三波川変成岩類は、岩盤すべりによって、現位置に移動した根無し岩塊であることを指摘し、中央構造線の位置、第四紀断層運動の見直しを主張している。

そこで、本章では当地区の地すべり岩体の変形構造を記載し、その起源を解明する。また、地すべり岩体の復元によって導きだされる中央構造線の右横ずれ変位が、土柱層の堆積相からも実証されることを示す。なお、本章の内容は、既に長谷川(1992d)で詳述している。

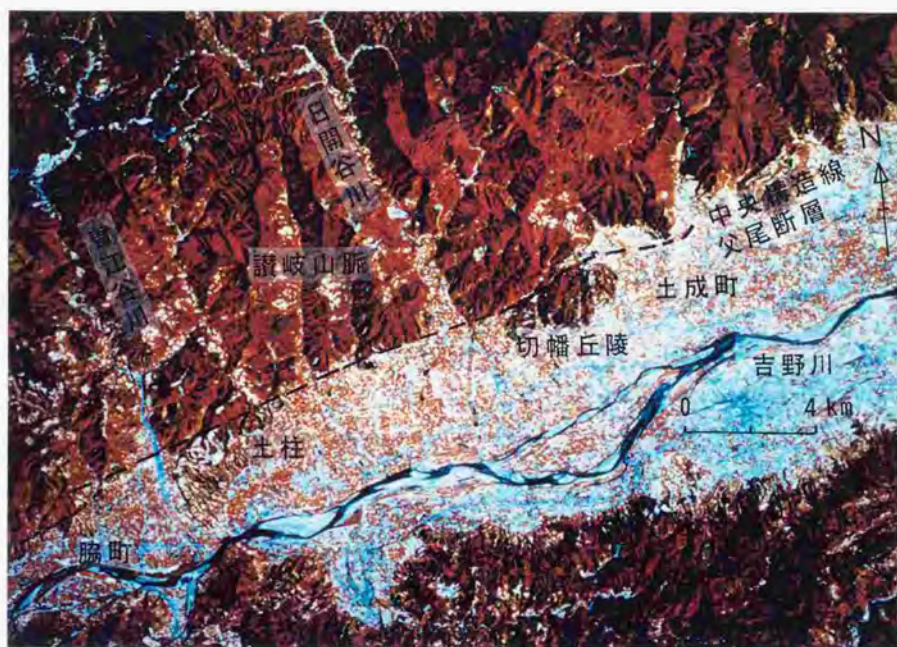
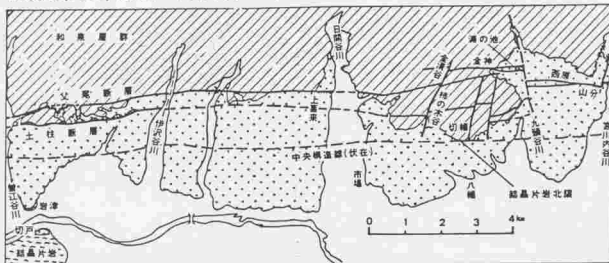


図-3.1.1 讃岐山脈南麓の地形(Landsat MSS 映像)

a. 須鐘(1972)、須鐘・阿子島(1978)による断層系

東西系・南北系断層網による地塊化運動



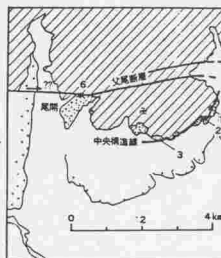
父尾断層・土柱断層は須鐘ら(1965)が命名したもの。△三角尖端面 切幡地区における中央構造線露頭は一地点のみ。
父尾断層の大規模なおしきせ現象(局部的)は須鐘・阿子島(1977・78)が記載。市場～土底地区の詳細は第2図。
土柱断層の南側地塊の土柱層中の木片は28,400±年前(C¹⁴年代;須鐘ら,1965)、北側地塊の土柱層基底の木片は29,770±年前(須鐘・阿子島,1978)

b. 中野・楨本・中川(1973)の断層系

中央構造線は低角度断層であり砂礫層にのし上げる。

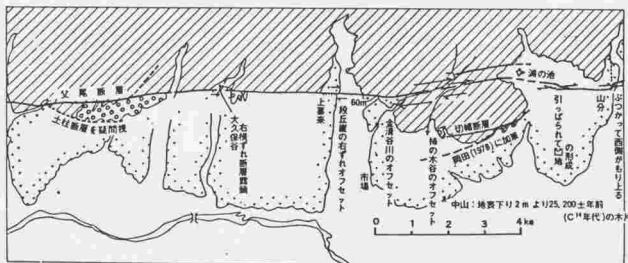
横断は1,3に結晶片岩があり、1では砂礫層にのし上げている。

父尾断層での右横ずれは疑問とする。6では和泉層群と砂礫層とが高角度で接している。



c. 岡田(1970・78)による断層系

父尾断層は右横ずれ断層であるとする



※ 中古期第四系。土柱断層を中古期第四系とみている

岡田(1970)は山分に南北断層を推定。東西断層が南北に
くいちがうことを図示。のち上記のように訂正(1978)

図-3.1.2 中央構造線活断層系の活動様式に関する諸説(阿子島・他,1979)

3.2 地質概要

調査地域の地形図および露頭地点を図-3.2.1に、地質図を図-3.2.2に示す。

3.2.1 三波川変成岩類

三波川変成岩類の分布の北限は阿波町切戸付近で、これより北側の地域では、吉野川低地を構成する新期堆積物に被覆されているため、現地性と判断される片岩の基盤は、地表には分布していない。切戸付近の三波川変成岩は、塩基性片岩からなり、片岩円礫を含む本流型の土柱層に覆われている。

脇町東田上(Loc.1,2)(楨本ほか,1968)、新阿波カントリークラブ(新阿波C.C.)(Loc.15)、切幡丘陵の南部(Loc.30)(中野ほか,1973; 阿子島ほか,1979)には断層破砕を受けた泥質片岩あるいは塩基性片岩が断片的に分布している(図-3.2.5)。これらの地点では、三波川変成岩類は局所的にしか分布せず、これらは土柱層中のブロック、あるいは和泉層群の衝上岩体の南端に付随したような産状を呈している。

3.2.2 和泉層群

当地域の和泉層群は、主として厚さ数cm～数10cmの砂岩と厚さ数cm未満の泥岩の砂岩勝ち互層からなり、泥岩勝ち互層を伴う。本層中には厚さ数mの酸性凝灰岩がはさまれる。当地域を含む讃岐山脈中央部の和泉層群の時代は、アンモナイトや二枚貝の産出に基づきCampanian後期に対比されている(須館,1973; 坂東・橋本,1985; 石田ほか,1990)。

父尾断層の北側の和泉層群は整然とした砂岩勝ち互層を主体とし、比較的単純な地質構造を形成している。すなわち、父尾断層付近ではNW走向で、北東へ 30° ～ 40° 傾斜している。また級化層理等の堆積構造より、北東上位である。そして、父尾断層から約2～2.5km北側に、父尾断層とほぼ平行($N80^{\circ}E$ の方向)で、東へブランチする複向斜軸がある。向斜軸部では地層は概ねN-S走向で約 $20^{\circ}E$ 傾斜しており、波長数mの開いた小褶曲が発達する。これより北側では層理面はENE～NE走向で、南東へ 30° 前後傾斜している。

和泉層群は父尾断層以南の丘陵地にも分布している。父尾断層より南側の和泉層群も、その北側(複向斜構造の南翼部)とほぼ同じ岩質と大構造である。しかしながら、父尾断層の南側の和泉層群は角礫化の程度がB～Dクラス(図-2.4.1)で、ブロック状あるいは角礫状に破砕され、開口割れ目、角礫化など岩盤の緩みが著しいのが特徴である。

3.2.3 土柱層

土柱層は、そのほとんどが父尾断層より南側に分布し、讃岐山脈南麓の丘陵を構成している。また、その南側の段丘堆積物の下位にも厚く分布している。吉野川低地の新期堆積物はその岩相によって大きく扇状地型礫層と本流型礫層の2つに区分されているが(岡田, 1970)、土柱層はその層相から、土石流～崖錐性堆積物、扇状地堆積物および本流型堆積物に区分される。調査地内の土柱層の柱状図を図-3.2.4に示す。

土石流～崖錐性堆積物は、須鎗ほか(1965)の土柱型礫層に相当し、阿波の土柱(Loc.18)をはじめ讃岐山脈南麓の丘陵に広く分布している。本堆積物は、著しく淘汰の悪い砂岩角礫がシルト～粘土質の基質に支持され、讃岐山脈南麓の父尾断層による断層崖下に形成された土石流および崖錐堆積物である(図-3.2.6)。本層は角礫が多い部分とシルトの多い部分との成層構造が認められる。礫はほとんど和泉層群の砂岩からなり、中礫～大礫大の亜角礫を主体とし、一部に泥岩の角礫を伴う。砂岩礫は表面は褐色化しているが、一般に風化の程度は低い。基質は黄緑色を呈したシルト～粘土で細礫および砂を伴う。また、部分的に腐植質粘土層を挟む。父尾断層付近では、断層破砕物からなる崖錐堆積物が分布しており本層に含まれる。

阿波土柱にある土柱火山灰は、 1.3 ± 0.2 Maのフィッショントラック年代が報告されており(阿子島・須鎗, 1989)、大阪層群のピンク火山灰と対比されている(水野, 1987)。また、調査地域東方美馬町荒川の土柱層の花粉分析によると、メタセコイアが高率で含まれる(山崎, 1985)。このため、土柱層の時代は前期更新世を中心とする時代と考えられている(水野, 1987)。今回、阿波土柱東(Loc.19)の土柱最上部の火山灰(薬師火山灰)から 0.34 ± 0.11 Maのフィッショントラック年代が得られたので、上部は中部更新統を含む。

扇状地堆積物は、須鎗ほか(1965)の馬場型礫層にほぼ相当し、土石流堆積物中に挟まれて断片的に分布する。本層は、円磨された砂岩大礫を主体とし、砂質の基質を持つ。礫はクラストサポートされ、礫のインプリケーションは礫が主として北から供給されたことを示している(図-3.2.6)。これらの特徴から、本層は讃岐山脈から南流する古吉野川支流の扇状地堆積物である。このうち、脇町城山付近(Locs.4-6)および阿波町井出口付近(Loc.21,22)に分布する本層は、円磨された花崗岩類の中礫を含み、基質も花崗岩から直接由来する粗粒の石英およびカリ長石を伴う(図-3.2.8)。阿波町井出口における本層中に挟まれる井出口火山灰(水野, 1987)から 1.0 ± 0.2 Maのフィッショントラック年代が報告されている(阿子島・須鎗, 1989)。

本流型堆積物は、須館ほか(1965)の切戸型礫層に相当し、調査地南縁部の脇町(Loc.7)および阿波町切戸付近(Loc.9)に分布する(図-3.2.8)。本層は、粗粒砂を基質とする円磨された中礫〜大礫よりなる。礫は三波川変成岩類および和泉層群からなり、クラストサポートされている。また、礫のインブリケーションは一般に西より東への流れを示し、古吉野川の河床および氾濫原堆積物と推定される(須館ほか, 1965)。切戸型礫層中の西谷火山灰層(Loc.10)から 0.45 ± 0.11 Maのフィッシュン・トラック年代が報告された(阿子島・須館, 1989)。切戸型礫層と土柱型もしくは馬場型礫層は指交関係にある(須館・阿子島, 1990)。

なお、土柱層は父尾断層の北側にもわずかながら分布している。市場町上喜来日開谷川右岸の丘陵(Loc.23)には、古日開谷川の花崗岩礫を含む礫層が、土成町熊谷寺付近には土石流堆積物を主体とする土柱層が分布する。また、大久保谷と日開谷川との間の山麓(Loc.36, 37)には、開析を受けた固結度の良い崖錐堆積物および地すべり堆積物が分布し、土柱層に相当する(図-3.2.9)。これらは、いずれも和泉層群を基盤とする薄い礫層である。熊谷寺東方の土柱層中の熊谷寺火山灰(Loc.35)は大泉層群上部の樺火山灰に対比され(水野, 1991)、そのフィッシュン・トラック年代は 0.32 ± 0.10 Maである。

3.2.4 段丘堆積物・沖積層

脇町から土成町にかけての讃岐山脈南麓では、讃岐山脈から南へ流下する吉野川支流によって形成された更新世あるいは完新世の扇状地が発達している(図-3.2.1, 2)。このため、吉野川は平野の南縁部を流れ、阿波町林付近に吉野川本流の氾濫原が形成されている。讃岐山脈から流下する吉野川支流の河川のほとんどは讃岐山脈中から発しているが、曾江谷川および日開谷川は流域が讃岐山脈を越えて、香川県の領家帯にまで及んでいる先行河川である。このため、両河川の堆積物中には、和泉層群の碎屑物の他に、直接花崗岩類から供給された碎屑物がわずかに含まれる。特に、円磨された花崗岩類の中礫は、両河川以外の讃岐山脈南麓の扇状地堆積物には含まれないため、両河川の堆積物の指標となる。

調査地内の段丘面は、和泉層群の碎屑物からなる扇状地堆積物から構成される。段丘堆積物は段丘面を構成するごく薄い礫層で、その下位には土柱層が分布している。段丘堆積物は、地形面の開析の程度、堆積物の風化の程度等から、古いものから高位、中位、低位に区分される(岡田, 1970)。中位段丘堆積物は、阿波町長峯付近(長峯面)に広く分布し、低位段丘堆積物は阿波町〜市場町に広く発達する開析扇状地面(市場面)を構成する。





図-3.2.1 讃岐山脈南麓中東部地域の地形と重要露頭(5万)

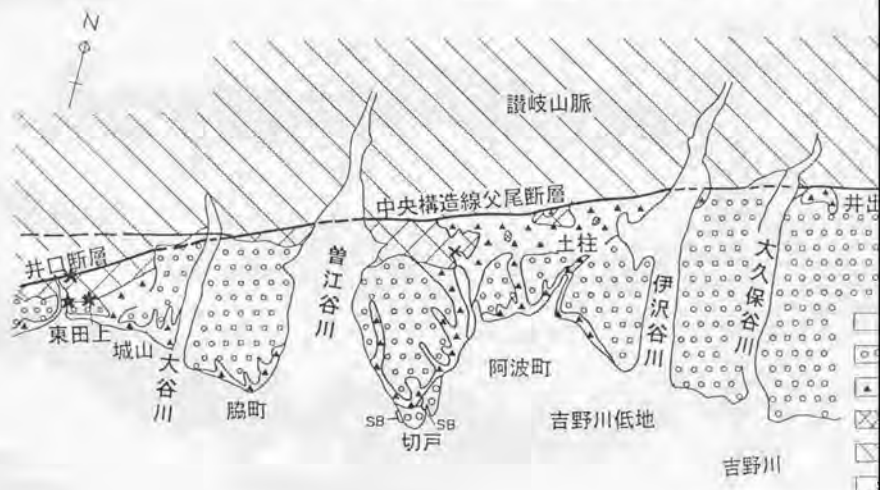
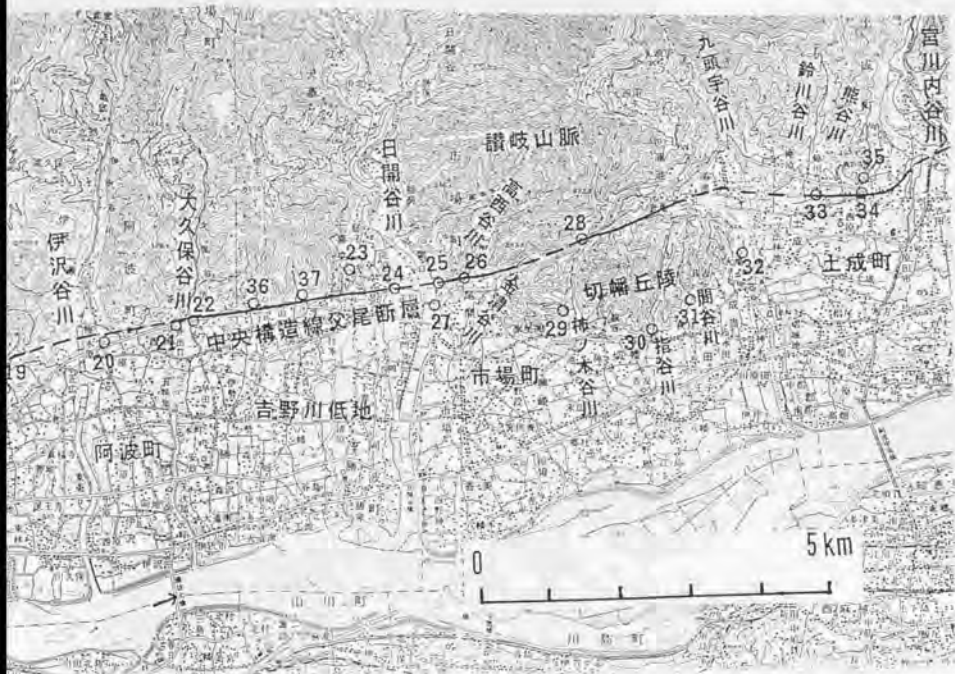


図-3.2.2 讃岐山脈南麓中東部地域



東部地域の地形と重要露頭(5万分の1地形図「脇町」「川島」使用)



3.2.2 讃岐山脈南麓中東部地域の地質

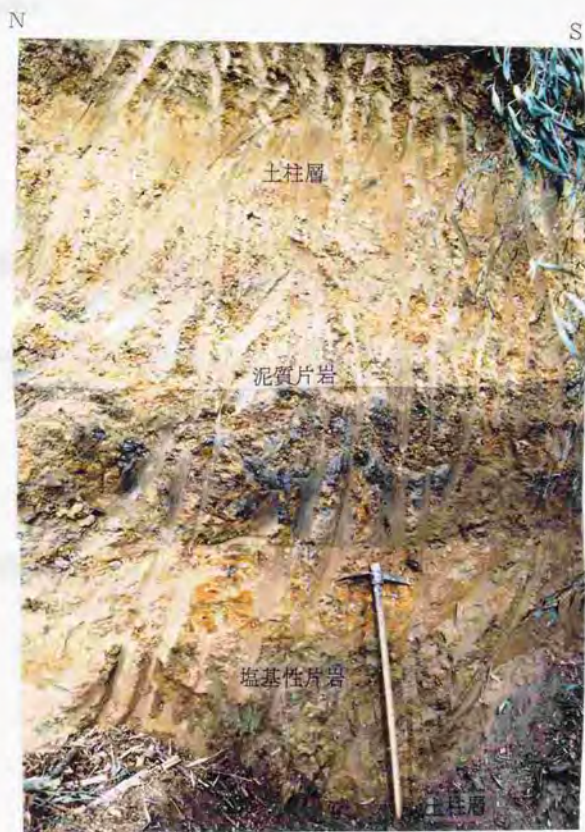


図-3.2.3 土柱層中に挟まれる塩基性片岩の岩塊(脇町東田上:Loc.1)

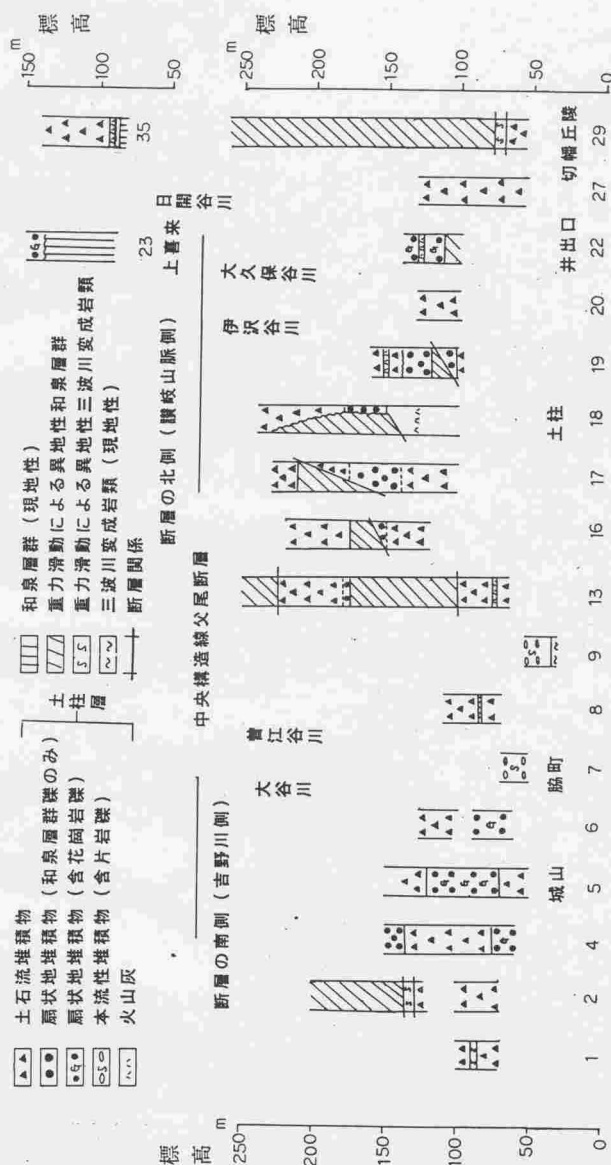


図-3.2.4 讃岐山脈南麓中東部地域の地質柱状図。数字は図-3.2.1の露头番号



図-3.2.5 土柱層中の土石流堆積物(Loc.18;阿波町土柱)



図-3.2.6 土柱層中の扇状地堆積物(Loc.22;阿波町井出口)

上部(G1):クラストサポートされた礫層。北からの供給を示すインプリケーションが発達している。下部(Tf):井出口火山灰。



図-3.2.7 土柱層中の扇状地堆積物中の花崗岩礫(G)(Loc.22;阿波町井出口)



図-3.2.8 本流型土柱層中の片岩円礫を主体とする本流型堆積物(Loc.9;阿波町切戸)

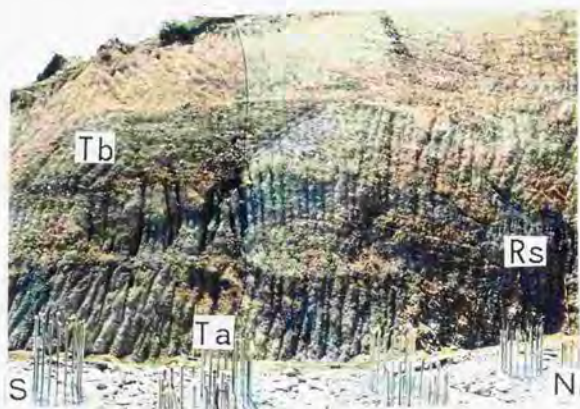


図-3.2.9 父尾断層の断層崖斜面上の崖錐堆積物および地すべり岩塊(Loc.36;阿波町山王)。
崖錐堆積物(Ta)上に和泉層群の地すべり岩塊(Rs)が載り、これが更に崖錐堆積物(Tb)に覆
われる。

3. 3 断層

3.3.1 中央構造線父尾断層

父尾断層は当地域の中央構造線活断層系を代表する断層で、讃岐山脈の南麓を $N80^{\circ}E$ の走向で走る、高角度で北傾斜する断層である。父尾断層は、脇町北方から、阿波町土柱の北方、井出口、市場町上喜来、金清谷川の谷を通り、土成町の九頭字谷川扇状地へ抜ける。父尾断層に沿っては典型的な断層変位地形が観察され、第四紀後半の活発な右横ずれ断層運動が推定される(Kaneko, 1966; 岡田, 1970, 1977, 1978; Okada, 1980)。父尾断層は讃岐山脈とその前面の丘陵および平野との地形境界を走っている(図-3.3.1)と同時に、土柱層の堆積盆地のほぼ北限を画している。従って、父尾断層は地形的に、また地質的にも讃岐山脈と吉野川低地の土柱層の堆積盆地を画する断層である。

各地点における断層露頭は以下の通りである。

阿波町土柱付近では、父尾断層は土柱層および擾乱の著しい和泉層群の北限を走る。ここには東北東走向の高角度断層が報告されている(Loc.11; 岡田, 1970; 須館・阿子島, 1978)。また、和泉層群の破砕物起源の崖錐堆積物(Loc.12)が分布し、父尾断層に由来するものと考えられる。

阿波町井出口の大久保谷川東岸(Loc.21)では、かつて岡田(1970)によって、破砕帯に湿地堆積物がほぼ垂直に狭まれており、父尾断層の新期活動を示す断層露頭とされた。しかしながら後述するように、破砕帯状の角礫状の和泉層群および直立した角礫層は、断層運動ではなく、北側からの地すべりによって形成されたと推定される。従って、父尾断層はこの露頭より、少し北側を通過する。

阿波町井出口(Loc.22)では、土柱層中に $N74^{\circ}E$ の走向で、北へ 72° 傾斜する父尾断層の断層露頭が観察される(岡田・長谷川, 1991)。断層の南側は花崗岩礫を含む扇状地堆積物から成る土柱層で、挟在される井出口火山灰層は $N75^{\circ}W$ の走向で、南へ 12° 傾斜するが、北縁を断層によって切られている(図-3.3.2.)。北側は土石流堆積物からなる土柱層と南側の含花崗岩礫層とが混在している。断層面に隣接する礫には横ずれを示す水平方向の条線が観察される。この断層露頭は、土柱層中を走る父尾断層の派生断層で、土柱層と和泉層群との境界断層はこの北側の山裾を通ると推定される。

大久保谷一日開谷間では、讃岐山脈と扇状地との境界は直線状になり、その東方延長の上喜来では日開谷による扇状地段丘面に流路と直交する直線状の低断層崖が形成されてい

る(岡田,1970; Okada,1980)。この断層崖の東方延長部の沖積面におけるトレンチ調査(Loc.24)では、沖積扇状地堆積物を右横ずれ変位させるほぼ鉛直な断層が確認された(岡田ほか,1991; 図-3.3.3)。

日開谷東岸から尾開では、父尾断層は和泉層群と土柱層との境界を走る。高西谷川河床(Loc.26)では、幅5m以上のほぼ鉛直な断層面を持つ和泉層群破砕帯が観察される。この左岸の高西谷林道では、和泉層群と礫層(土柱層)とが、 $N80^{\circ}E$ の走向で垂直な断層面で接する(中野ほか,1973)。

切幡丘陵北縁部では、父尾断層は北側の整然とした和泉層群と南側の擾乱の著しい和泉層群との境界を走る。市場町金清池湖岸(Loc.28)では、和泉層群(北側)と礫層(南側)を境する父尾断層の露頭が観察された(図-3.3.4)。断層面は $N74^{\circ}E$ の走向で、北へ 80° 傾斜している。断層面に沿って、礫が直立するのが観察される。礫層は、金清川の完新世の段丘礫層と推定される。和泉層群は幅約8mの顕著な断層破砕帯を形成し、断層面に沿ってひきずりを受けている。これから右横ずれで、かつ南側落下の断層運動が推定される。

父尾断層の東方延長は九頭字谷川の沖積扇状地を横断し、土成町土成において扇状地面に、地溝状凹地を形成している(岡田,1970,1977)。この凹地南側(Loc.33)における日本道路公団による1990年のトレンチ調査で、高角度の断層面が確認された(図-3.3.5)。

3.3.2 低角断層

父尾断層の南側では、日吉谷の奥および土柱奥において土柱層中に衝上する和泉層群が報告されている(須館ほか,1965)。その後、新阿波C.C.(Loc.13)およびその東側(赤坂:Loc.16)においても同様の衝上断層が報告されている(須館・阿子島,1978)。これらの断層は、北へもしくは南へ低角度で傾斜する断層面を境界として、土柱層上に和泉層群が載っているので、必ずしも衝上断層ではない。これらは父尾断層の断層運動ではなく、岩盤すべりによるものと考えられるので、後述する。

3.3.3 中央構造線とされた地表物質境界

脇町東田上(Loc.2)(榎本・ほか,1968)、切幡丘陵の南部(Loc.30)(中野ほか,1973; 阿子島ほか,1979)には断層破砕を受けた三波川変成岩類が露出し、和泉層群との境界が中央構造線とされていた。しかしながら、これらの地点の和泉層群および三波川変成岩類は、後述するように岩盤すべりによって、現位置に移動した根無し岩塊と推定される。従って、

これらの地質境界を中央構造線とみなすことはできない。

3.3.4 土柱“断層”とされた境界面

須館ほか(1965), 須館・阿子島(1978)は土柱付近の丘陵の前縁を走る断層として、土柱断層を報告している。しかしながら、土柱断層とされた境界面および土柱層の急傾斜構造は、断層ではなく、後述する地すべり岩体先端部の構造と考えられる。



図-3.3.1 阿波町から市場町における父尾断層の断層地形(活断層研究会, 1991)

大久保谷から日開谷川間では、父尾断層は讃岐山脈と平野の直線的な地形境界をなす。



図-3.3.2 阿波町井出口における父尾断層

a : 讃岐山脈の和泉層群と丘陵の土柱層とを境する父尾断層。北傾斜する井出口火山灰が父尾断層の派生断層によって切られている。

b : 土柱層中の高角度断層(左:土石流堆積物、右:扇状地堆積物)



父尾断層

a

父尾断層



断層

b

図-3.3.3 父尾断層の断層崖と沖積扇状地下の断層(市場町上喜来:Loc.24)

a : トレンチ位置(水路の右屈曲は最新の断層変位を示す可能性あり)。

b : トレンチ調査では、父尾断層は沖積扇状地礫層を切るほぼ鉛直な断層面を持つ。



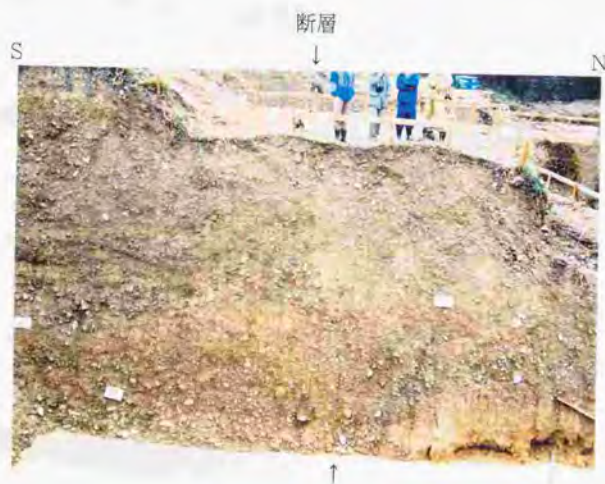
図-3.3.4 父尾断層の露頭(Loc.28;市場町金清谷川)。

a : 父尾断層によってひきずりを受けた和泉層群破碎帯(左)が礫層(右)と接する。

b : 断層面(左側:和泉層群の断層ガウジ。右側:金清谷川の旧河床礫(完新世?))。



a



b

図-3.3.5 父尾断層の露頭(Loc.33;土成町土成)。

a : 扇状地面に形成された東西方向の地溝状凹地。凹地の南側の断層崖でトレンチ調査が行われた(1990年10月)。

b : 断層崖に現れた高角度の断層が扇状地礫層を切断している。

3. 4 地すべり岩体

3.4.1. 分布と変形構造

調査地域内には、土柱周辺(長谷川,1988,1990b,1992),井出口および切幡丘陵(長谷川,1990a,b,1992;Hasegawa,1991)に和泉層群から構成される地すべり岩体が分布している。

(1) 新阿波C.C.

新阿波C.C.では、東西幅1Km以上の和泉層群(下部岩体)が土柱層の上にほぼ水平に衝上しそれを不整合に覆う土柱層の上に更に和泉層群(上部岩体)が衝上している(図-3.4.1.)。

下部岩体は凹地に分布する土柱層を取り囲むように高標高部に分布するので、土柱層上にはほぼ水平に載っていると推定される。両者の直接の境界面は観察できないが、下部岩体の基底には泥質片岩からなる綫状破碎帯が付着している(Loc.15;図-3.4.2)。下部岩体は、角礫化の程度C~Dクラス(図-3.4.16)で、全般に開口割れ目が発達した砂岩がち互層からなる(Loc.14)。成層構造は保たれているが、層面すべり、および層理面にやや斜交する断層、展張性の割れ目によって、細長いレンズ状にブロック化し、砂岩層は径数cmの多角形状の角礫、泥岩層は数mmの細片になっている(図-3.4.3)。また、互層が層理面沿いに開口し、その上に上層側の地層がすべり落ちているのが観察される(図-3.4.4a)。開口部は幅50cmにわたって半固結の円礫混じりの黄褐色シルトにより充填されている(図-3.4.4b)。このシルトは半固結でせん断面もなく、和泉層群起源の円礫された小礫を含むことから、土柱層に対比される可能性が高い。したがって、土柱層が開口割れ目に沿って貫入したと推定される。下部岩体の和泉層群は、その北部で土柱層に不整合に被覆されている。不整合付近の土柱層は亜円礫を主体とする土石流~扇状地堆積物で、N50°Wの走向で、北に10°傾斜している。

和泉層群を被覆する土柱層は上位ほど角礫が多くなり、崖錐堆積物を主体とし、再び和泉層群を載せている(Loc.13;図-3.4.5)。境界面はN36°Wの走向で、南西へ15°傾斜している。上盤の和泉層群は境界面付近では砂岩角礫の集合となっているが、上位に向かって、互層状態が明瞭になってゆき上部は開口割れ目の発達した砂岩がち互層となっている(図-3.4.5b)。明瞭なすべり面はなく、下盤の角礫層から上盤の角礫化帯境界は漸移的で、両者が混合されているところもある(図-3.4.6a)。また境界付近の下盤側に円礫された砂岩大礫がわずかに含まれている(図-3.4.6b)。この礫の表面は黒色の膜があり黒色泥質層にとり囲まれている。

この境界面は阿波衝上と命名され、父尾断層の鉛直変位に伴う superficial overthrusting とみなされている(須鎗・阿子島、1978)。しかしながら、境界面は南傾斜を示し、上部の和泉層群の分布から判断すると、この衝上断層面は北側で父尾断層に連続するよりも、むしろ父尾断層によって切られている。また、下部岩体の擾乱を受けた和泉層群も、父尾断層付近が北限となっており、父尾断層に切られている分布を示す。

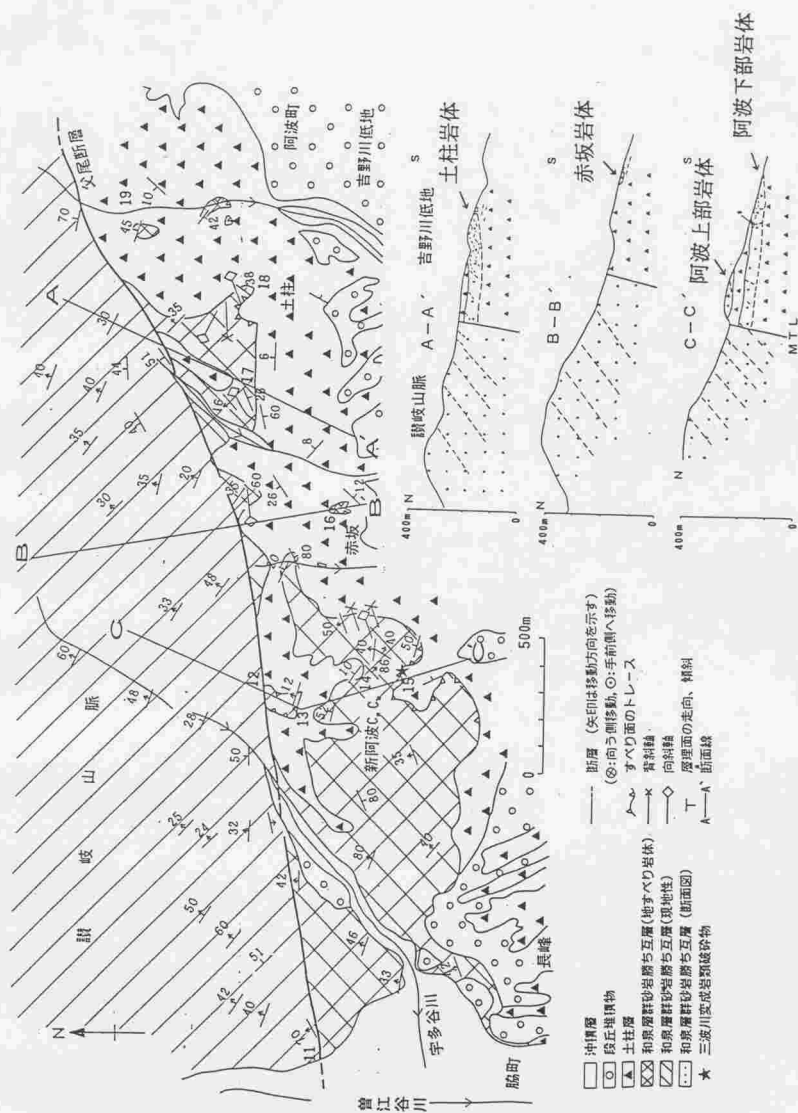


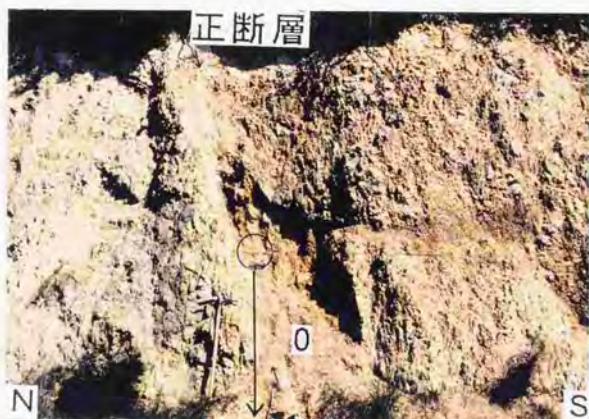
図-3.4.1 第8図. 阿波町土柱周辺の地質図および地質断面図(長谷川, 1992)



図-3.4.2 泥質片岩からなる中央構造線起源の塊状破砕部 (Loc.15; 阿波町新阿波C.C.).



図-3.4.3 地すべり岩体中の和泉層群砂岩勝ち互層(Cクラス)の産状
(Loc.14; 阿波町新阿波C.C.).



a

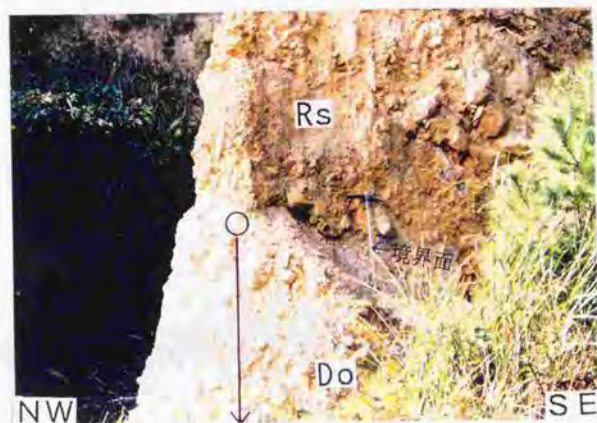


b

図-3.4.4 地すべり岩体中の和泉層群砂岩勝ち互層の産状(Loc.14;阿波町新阿波C.C.).

a : 和泉層群の開口性の正断層中(0)に砂礫層(土柱層)が充填されている。

b : a 図中の○印の部分。開口性正断層中を充填する土柱層。砂岩の角礫と円礫が半固結したシルト質の基質に保持されている。



a



b

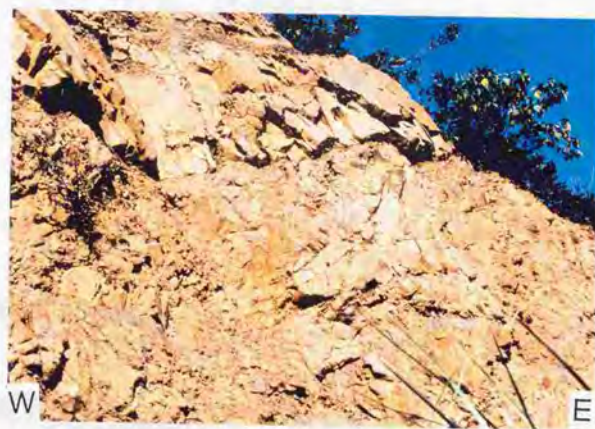
図-3.4.5 阿波衝上と呼ばれた地すべり岩体(Rs)と土柱層(Do)との境界(Loc.13;阿波町新阿波C.C.).

a : 上盤:角礫状に破碎された和泉層群砂岩勝ち互層, 下盤:土柱層(土石流堆積物)

b : 境界には両者が混合された細粒角礫帯が形成されているが、剪断面は認められない。



a



b

図-3.4.6 地すべり岩体(Rs)と土柱層(Do)との境界部の産状(Loc.13;阿波町新阿波G.C.).

- a: 境界付近の下盤側に円摩された砂岩大礫がわずかに含まれている。この礫の表面は黒色の膜があり黒色泥質層にとり囲まれている。
- b: 上盤上部の和泉層群の岩盤状況。砂岩勝ち互層は成層構造が残っているが、不規則な開口亀裂によって角礫状に破碎されている。

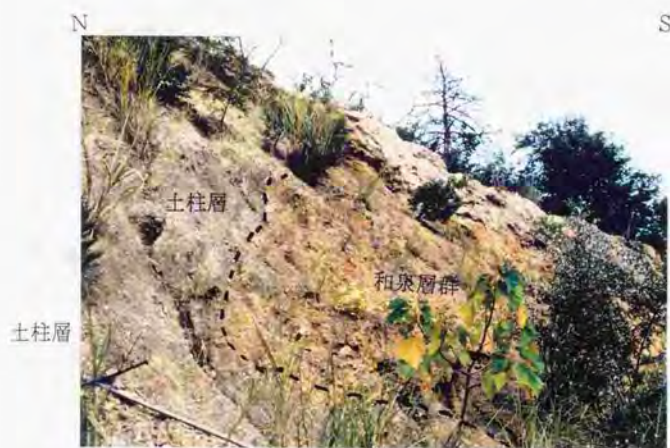
(2) 赤坂

新阿波C.C.東側の土取場跡(Loc.16)では、厚さ約10mの和泉層群の砂岩がち互層がほぼ水平に土柱層に載っている(図-3.4.1,7)。境界面はN45° Eで南へ10° 傾斜している。下盤の土柱層は黄褐色のシルトを基質とする淘汰の悪い中礫を主体とする角礫層である。境界付近では和泉層群の小角礫を含む黒褐色粘土層が形成されているが、剪断面は認められない(図-3.4.8a)。下盤側の土柱層はN35° Eの走向で、12° 南へ傾斜している。

上盤の和泉層群は、ほぼ水平～緩傾斜の層理面が不明瞭に認められるものの、全体が角礫状に破砕されている。特に、上部は成層構造も完全に乱され、崖錐堆積物に類似した見かけを呈している。和泉層群の北端は途切れており、この和泉層群は土柱層にとり込まれた根なし岩塊である。和泉層群南端と土柱層との境界面は南へ急傾斜し、凹凸が著しく、不整合面のようにみえる(図-3.4.8b)。しかしながら、その前面の土柱層はほぼ東西走向で南へ40° と急傾斜となっている。これに対して、下盤側の土柱層は、南へ緩く傾斜しているので、この急傾斜構造は、滑動岩塊先端部に形成された局所的な構造である。なお、須鎗・阿子島(1978)はこの境界面を土柱断層の露頭としているが、構造的な断層面ではない。



a



b

図-3.4.7 土柱層(Do)中の地すべり岩体(Rs)(Loc.16:阿波町東名岡、赤坂)。

a : 先端部

b : 後方部は土柱層に囲まれた岩塊である。



a



b

図-3.4.8 すべり岩体(Rs)の土柱層(Do)との境界部(Loc.16).

- a : 地すべり岩体(Rs)の基底部:境界には両者が混合された細粒角礫帯が形成されているが、剪断面は認められない。
- b : 地すべり岩体(Rs)の先端部:境界面は凹凸に富み不整合面に類似する。土柱層の礫は南に急傾斜している。境界面に沿う破碎は認められない。

(3) 土柱北

土柱の北側においても、和泉層群が土柱層の上に載っている(図-3.4.1)。この和泉層群(土柱岩体)も互層状態は保っているものの開口割れ目が発達し、一部は角礫状に破碎されている。そして、数m~10数mの波長の開いた褶曲を形成しているが、褶曲の方向もばらつき、連続性も悪い。和泉層群の南端は直線状で、その南の土柱層とは高角度な境界が推定される。Loc.17では、和泉層群と土柱層はN48° Eの走向で、垂直な面で接している。境界面には、凹凸がみられ、境界面に沿って両側の地層の破碎はないので、不整合的である(図-3.4.9a)。しかし、その南側の土柱層がN78° Eで南へ60° 急傾斜している(図-3.4.9b)ことから、ここでも和泉層群の南への移動に伴うブルドーリングによって、先端部の土柱層が局所的に急傾斜となったと考えられる。同様な境界面は土柱遊歩道(Loc.18)でも観察される。

(4) 井出口

阿波町井出口の大久保谷川東岸(Loc.21)では、土柱層がほぼ垂直に傾斜している(図-3.4.10)。土柱層は和泉層群起源の角礫層で、礫は泥質の基質にサポートされている。また、礫はところどころに巨礫を含むが大部分は中礫~大礫からなり、また材化石を含む。この角礫層は北へ行くに従って、和泉層群の岩塊を含み、角礫状の和泉層群と高角度で、不規則な境界面で接する。この境界面に沿う、破碎は認められない。また、角礫層の南端は、鉛直に近い境界面で花崗岩の細~中礫を含む扇状地性土柱層と接し、更に水平に覆われる。この境界面にも剪断面、破碎は認められない。含花崗岩礫土柱層は、境界面から離れるに従いほぼ水平になる。大久保谷川左岸では、沖積扇状地礫層が急傾斜した角礫層を不整合に覆い、断層変位を受けていない。また、この角礫層の上位に位置するLoc.22の含花崗岩礫扇状地性土柱層は、緩く北へ傾斜する。従って、角礫状の和泉層群および直立した角礫層は、断層運動の繰返しではなく、土柱層堆積時における局所的かつ一過性の構造である可能性が高い。

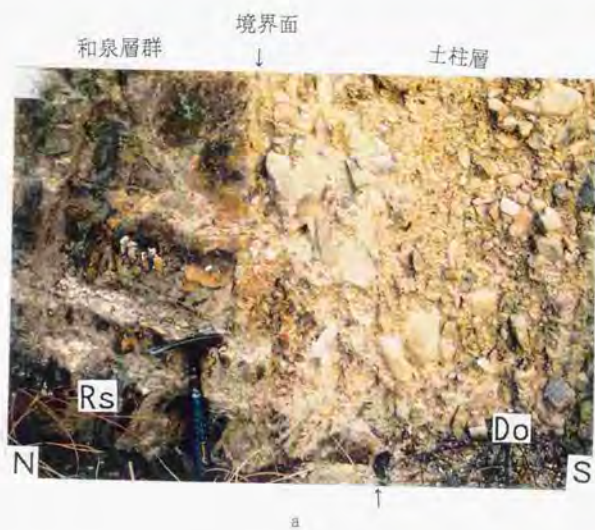


図-3.4.8 地すべり岩体(Rs)の先端と土柱層(Do)との境界(Loc.17;阿波町東名岡).

- a : 境界面はほぼ鉛直であるが、凹凸があり、不整合面に類似する。土柱層の礫は直立もしくは南に急傾斜している。境界面に沿う破碎は認められない。
- b : 境界の南側で南へ急傾斜する土柱層



大久保谷川
扇状地礫層

a



含花崗岩礫
土柱層

b

図-3.4.10 地すべり岩塊(Rs)と土柱層(Df,Fg)との鉛直に近い境界面(Loc.21;阿波町井出口)。

a : 全景:急傾斜構造の堆積物を不整合に覆う大久保谷川沖積段丘礫層に断層変位はない。

b : 傾斜する堆積物を含花崗岩礫扇状地性土柱層がほぼ水平に覆っている。

(5) 切幡丘陵

切幡丘陵は、父尾断層の南側に孤立する東西幅3.5km、南北幅1.5km、標高最大280mの断層分離丘陵(岡田,1970)で、和泉層群から構成される。切幡丘陵の和泉層群は、讃岐山脈から滑動してきた巨大な異地性岩体と推定され、以下の特徴を持っている(長谷川,1990a, b; Hasegawa,1991)。

① 切幡丘陵の和泉層群は、その北側の讃岐山脈南縁部とほぼ類似の岩質、大構造をもっているが(図-3.4.11)、地層の擾乱が著しい。切幡丘陵の和泉層群は、成層構造が保たれているものの、父尾断層の北側の和泉層群と比較して、全般に開口割れ目が発達しており、南縁部付近は角礫状に破碎されている。また、ここの和泉層群は地表だけでなく地下深部まで擾乱している(中島ほか,1988; 古金・中山,1991)。しかしながら、連続性のある断層は認められない。

② 切幡丘陵の和泉層群はLoc.31,32では直接土柱層に載っている。またLoc.29,30では、和泉層群と土柱層との間に三波川変成岩類が取り込まれている。三波川変成岩類は、数mの厚さで、分布が局所的で、根無し岩体である。また、和泉層群と土柱層との境界面はほぼ水平で、南縁部で観察される衝上断層(図-3.4.11のLocs.30,31,32)は局所的な現象である(図-3.4.12)。更に、丘陵内部の高架橋橋脚基礎掘削現場(Loc.29)では、和泉層群の下位に泥質片岩および塩基性片岩の破砕物が厚さ3m以上露出している(図-3.4.13)。両者の境界には、厚さ約5cmの黒色粘土が形成され、境界面はN45° Eの走向で北西へ約15° 傾斜している。日本道路公団によるボーリング調査によれば、三波川変成岩類の下位(標高約70m以深)に土柱層に対比できる砂礫層が分布している。父尾断層はこの擾乱の著しい和泉層群の北限を限るので、和泉層群と土柱層との水平的な境界面は、高角度の父尾断層によって切られている可能性が高い。

③ 切幡丘陵内部では衝上断層は形成されず、切幡丘陵の南縁部のみ(Loc.30)、和泉層群が南フェルグエンツの衝上断層および横倒し褶曲を形成している(図-3.4.14)。砂岩層は角礫状に破碎されているが、成層構造は保たれている。泥岩層は、粉碎され、軸部で厚くなっている。これらの破碎は不均質で、開口亀裂が発達している。Loc.30の約50m南側では、泥質片岩の破砕物が1mの厚さで、土柱層の上に載っている(図-3.4.15)。境界面は密着し、N54° Eの走向で北へ22° 傾斜している。土柱層は和泉層群の碎屑物から構成され、円礫を混える角礫層である。礫の並びから層理面はN32° Eの走向で、70° 北へ急傾斜している。上盤の片岩は、和泉層群起源の崖錐堆積物に覆われている。

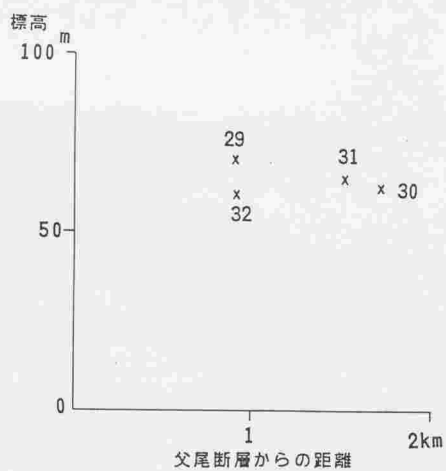
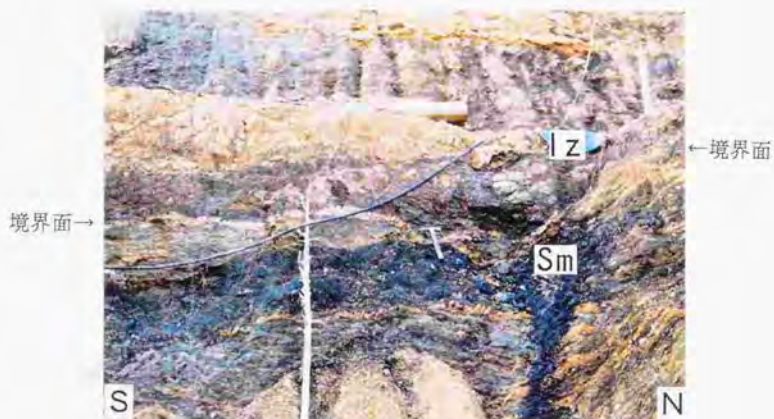


図-3.4.12 切幡丘陵における和泉層群の岩体基底の標高(長谷川,1992)。



a



b

図-3.4.13 三波川変成岩類泥質片岩(Sm)の破砕物に低角度で載る和泉層群の地すべり岩体(lz)(Loc.29;市場町柿の木谷).

a: 橋梁基礎掘削時に露出した境界面。

b: 境界面は密着しており、剪断面は認められない。



a



b

図-3.4.14 切幡丘陵南縁部の和泉層群中に形成された南フェルゲンツの横倒し褶曲と衝上断層 (Loc.30; 市場町秋月)。

a : 全景。開口性の破断面によって地層が分断されている。

b : 破砕は不均質で、不規則な割れ目によって砂岩層が多角形状の角礫になっている。

SW

NE

和泉層群起源
崖錐堆積物

泥質片岩

土柱層

a

SW

NE



泥質片岩

←境界面

土柱層

b

図-3.4.15 切幡丘陵南縁部の土柱層に載る泥質片岩(Loc.30;市場町秋月)。

a: 泥質片岩破砕部は約1mの厚さで、砂礫層(土柱層)と和泉層群由来の崖錐堆積物に挟まれている。

b: 泥質片岩と土柱層との境界には剪断面が形成されていない。

3.4.2 父尾断層の南側に分布する和泉層群の特徴

父尾断層の南側に分布する和泉層群は共通して以下の特徴を持っている。これらは、断層破碎ではなく、地すべりの破碎に特徴的である。

(1) 砂岩勝ち互層の“破碎”様式とその分布状況

讃岐山脈の和泉層群は、主としてタービダイト起源の砂岩勝ち互層からなり、元来整然とした互層をなしている。しかしながら、父尾断層の南側に分布する和泉層群は、成層構造を保持しているものの、砂岩層は不規則な多角形状の角礫に破断され、泥岩層は粉碎されて粘土化している所も多い。しかも、和泉層群の基底の主境界面から派生した衝上断層は認められず、岩盤は主として層面すべりによって破碎されている。また、これらの破碎は不均質で、破碎物質の膨縮が著しく、展張性の開口亀裂が発達している。このような破碎は衝上断層でなく、〔2、4〕で詳述したように地すべりの破断に特徴的である。

そこで、露頭で観察される砂岩泥岩互層を破断の程度により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した(図-3.4.16)。これによれば、父尾断層北側の讃岐山脈の和泉層群は一般に整然とした成層構造を保っているのに対して、父尾断層の南側の和泉層群は地表露頭で見るとかぎり著しく割れ目の発達した、あるいは角礫状に破碎された岩盤である。このような岩盤の破碎は地表部だけではなく、地表下数10mのトンネル内でも一般的である。例えば、切幡丘陵を通過する道路公団のトンネルでは、砂岩泥岩互層の成層構造は保たれているが、亀裂が発達し、掘削されたズリは20cm以下のブロック状に粉碎されている(古金・中山,1991)。従って、上述の破碎は地表部における岩盤の緩みではなく、地山全体が破碎されていることを示している。

(2) P波速度

新阿波C.C.の地下には農林水産省によって吉野川北岸用水の土柱隧道が建設されている。その屈折法弾性波探査データによると、新阿波C.C.付近の和泉層群のP波速度は、0.3～1.5km/secである。

一方、吉野川北岸用水の切幡隧道の屈折法弾性波探査によれば、切幡丘陵の和泉層群のP波速度は上口付近では、1.2～2.5km/sec、中心部では土被りが100m以上あっても約3km/secと全般に低い(中島ほか,1988;図-3.4.17)。また、切幡丘陵を通過する日本道路公団のトンネルでは、最大土被りが30～80mあるトンネル基盤部のP波速度は3km/sec程度である。これに対して、砂岩岩石試料のP波速度は4.5～5.2km/sec、一軸圧縮強度は400～1,

500 kgf/cm²と、砂岩単体は硬質である(古金・中山, 1991)。

讃岐山脈の和泉層群岩盤のP波速度は、普通の地山の場合4km/sec以上期待できる(例えば、水資源開発公団, 1975)ので、新阿波C.C.および切幡丘陵の和泉層群は地下深部まで著しく劣化している。しかしながら、個々の岩石は新鮮で、硬質なことから、P波速度の低下は、岩石化学的風化ではなく、岩盤中の割れ目の発達が原因と推定される。すなわち、当地点の和泉層群は地山全体が破碎され、地表だけでなく地下まで割れ目が発達し、角礫化している。

(3) 走向、傾斜のばらつき

父尾断層南側に分布する和泉層群の層理面の走向および傾斜は、その北側の讃岐山脈のものと比較してばらつきが著しい(図-3.4.18)。しかも、角礫化の程度が上がるに従い、ばらつきが大きくなる。これは、砂岩泥岩互層が破碎を受けるに従い、一定方向に再配列するのではなく、乱雑になっていることを示している。これは、地すべりに特徴的である。

(4) 移動に伴う変形構造

切幡丘陵では、南フェルゲンツの横倒し褶曲および衝上断層が南縁部にのみ形成され、背後の岩体中には開口性の正断層が形成されている。これは、地すべり岩体の移動に伴う変形構造に類似する。

(5) 境界面の特徴

和泉層群の衝上岩体と土柱層との境界面は、衝上断層の下盤境界を構成する低角度の境界面と、その先端部の高角度な境界面に区分できる。

① 下盤境界を構成する低角度の境界面

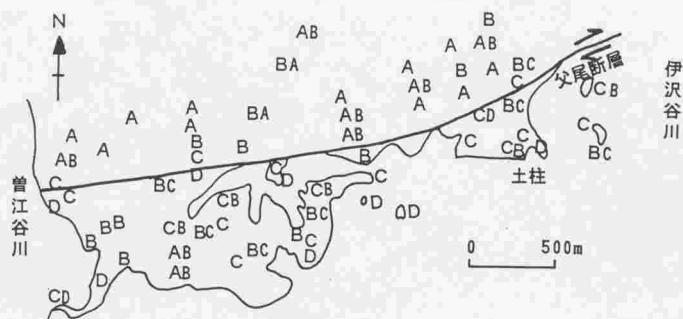
下盤境界を構成する境界面は極めて低角度で、北または南に傾斜している。従って、衝上断層という表現は必ずしも適切ではない。そして、父尾断層までもどしたとして、新阿波C.C.の下部岩体は、南北約850mの、上部の阿波衝上も約200mの水平移動量がある。また、切幡丘陵の和泉層群は、父尾断層にまでもどすと、1~1.5kmの水平移動量がある。しかしながら、上盤の和泉層群と下盤の土柱層との境界には、境界面に顕著なせん断面は形成されていない。これは、和泉層群が未固結の土柱層中を移動し、固結後の移動がなかったことを示している。特に、阿波衝上の境界部は、流動化による両者の混合層が形成され

ている。これは、移動岩体と土柱層の境界に液状化が発生したことを示している。

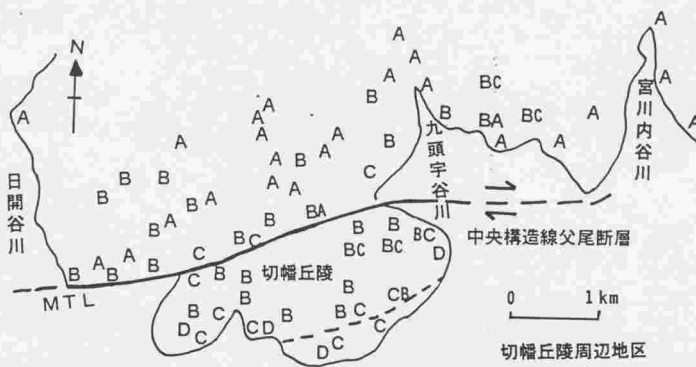
仮りに衝上断層が高角度断層である父尾断層の superficial overthrusting だとすると、地表付近で低角化した部分が同じ断層面を使って、繰返し前進し、数100m移動したはずである。しかしながら、両者の境界には繰返し衝上した跡がなく、上盤には衝上断層群が形成されていない。従って、和泉層群は土柱層未固結時に重力の作用によって土柱層中へ滑動した可能性が高い。また、衝上断層が父尾断層の高角度断層面の重力による低角化とも考えられない。なぜならば、衝上地塊の和泉層群は基本的に父尾断層の北側と同じNW走向、NE傾斜の地質構造であり、断層の低角化に伴い上盤が数10°も回転した証拠はない。

② 先端部の高角度な境界面

Loc.16-18,21で観察される先端部の高角度な境界面は、凹凸に富み、境界面に沿って両側の地層の破碎はないので、不整合的である。しかし、その南側の土柱層が南へ急傾斜していることから、単なる不整合面ではない。しかも、この急傾斜構造は上位もしくは下位の地層に連続しない局所的かつ一過性のものである。従って、これは滑動岩体の先端のブルドーリングによる構造と推定される。



【土柱周辺地区】



【切幡丘陵周辺地区】

図-3.4.16 和泉層群砂岩勝ち互層の“破碎”(角礫化)の程度。

(A、B、C、Dは<2.4.1>参照)

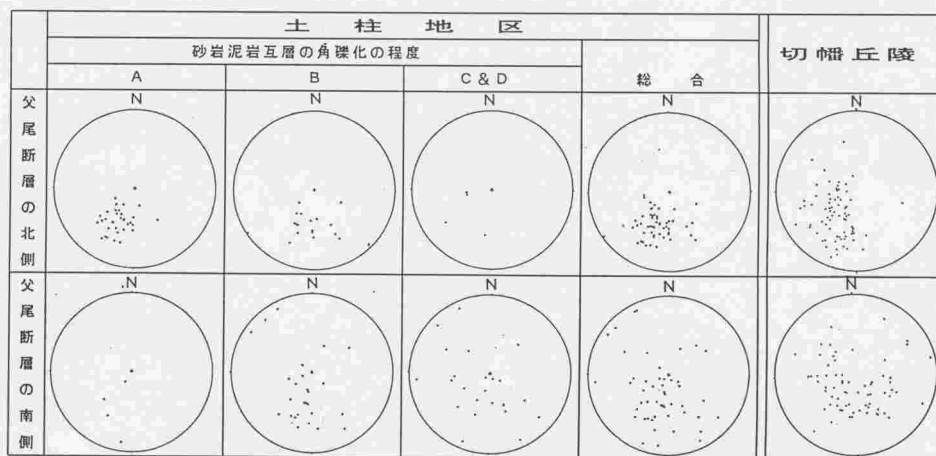


図-3.4.18 和泉層群の層理面の走向、傾斜の集中度(シュミット下半球投影)。

3.5 地すべり岩体の起源と土柱層の形成過程

3.5.1 地すべり岩体の発生域への復元

父尾断層の南側の和泉層群は、菖蒲谷時階の中央構造線の断層活動(中川・中野,1964)、もしくは父尾断層の重力による断層面の低角度化(須館・阿子島,1978など)によって土柱層に衝上したとみなされていた。しかしながら、これらの衝上岩体は背後の讃岐山脈に復元できるので、衝上断層は地下の中央構造線には連続しない。従って、これらは巨大な岩盤すべりによって形成されたことは確実である。

(1) 切幡丘陵

切幡丘陵の和泉層群は、父尾断層の北側に広がる九頭宇谷川扇状地の上空に復元できる(図-3.5.1;Hasegawa,1992)。父尾断層より北側の讃岐山脈南縁部に切幡丘陵に匹敵する空間はここしかない(図-3.1.1)。しかも、九頭宇谷川は、日開谷川、宮川内谷川と比較して流域が著しく小さいが、より大きな谷の出口を作っている。これは、岩盤すべりによって谷の出口の周囲の山腹が剝奪されたと考えれば説明がつく。すなわち、父尾断層の北側に広がる九頭宇谷川扇状地は、巨大な岩盤すべりの抜け跡とみなせる。このため、九頭宇谷川、鈴川谷川等では、侵食作用が活発化し、現在までも土砂の供給が著しく、沖積錐および扇状地が発達している。

またこの復元によって、切幡丘陵の北縁で分断されている谷の上流の説明がつく。すなわち、柿ノ木谷川の上流(A)は九頭宇谷川(A')に、指谷川(B)は鈴川谷川(B')に、間谷川(C)は熊谷川(C')に連続する(図-3.5.1)。従って、切幡丘陵の地すべり岩体は岩盤すべり前の原地形を残している。これは、切幡丘陵の地すべり岩体が、ほぼ原地形のまま、一体となって滑動したことを示している。更にこの復元は、切幡丘陵の和泉層群が発生域から南方に1.0~1.5km滑動した後、父尾断層によって2~3km右横ずれ変位を受けたことを示している。

(2) 井出口

井出口の大久保谷川東岸の地すべり岩体および土石流堆積物は、古日開谷川の扇状地礫層を変形させ、更にこれに覆われる。従って、この堆積物は日開谷川付近の父尾断層の断層崖下で堆積し、その時背後の断層崖斜面から小規模な岩盤すべりが発生したと推定される。

(3) 土柱地域

土柱地域の和泉層群も、上下の土柱層の層相および父尾断層の右横ずれ運動を想定すれば、背後の讃岐山脈に復元できる。すなわち、阿波ゴルフ場下部岩体は伊沢谷川の出口西側付近に、阿波土柱岩体も伊沢谷川出口東側もしくは大久保谷川の出口西側に復元できる。

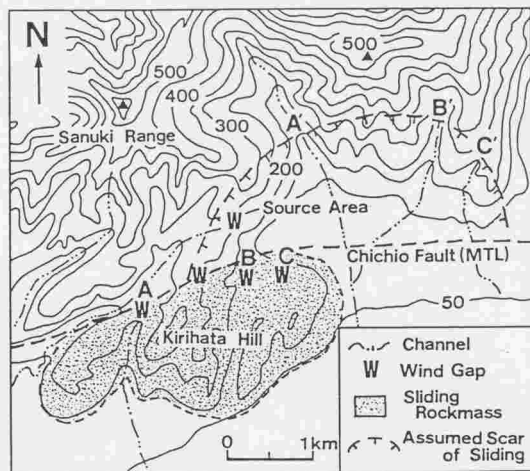


図-3.5.1 切幡丘陵の地すべり岩体の復元(Hasegawa, 1991; 基図は100m未満の谷埋接峰面)

3.5.2 岩盤すべりの発生時期

岩盤すべりは、土柱層堆積中に発生している。このような古い岩盤すべりの地すべり地形は、完全に開析され、現在は残っていない。

(1) 切幡丘陵

切幡丘陵の巨大岩盤すべりは土柱層堆積中に発生した。これは、土柱層が岩盤すべりによって変形を受け、しかも岩盤すべりの抜け跡（熊谷寺付近）に土柱層相当層が堆積していることから推定できる。熊谷寺付近の土柱層は更新世中期頃の時代である。したがって、切幡丘陵の巨大岩盤すべりは、更新世中期以前に発生している。一方、切幡丘陵の地すべり岩体は、父尾断層によって2~3km右横ずれ変位を受けている。この変位量は約1Maの時代の古日開谷川扇状地堆積物の変位量とほぼ同じである(3.5.3参照)。したがって、切幡丘陵の巨大岩盤すべりは1Ma前後に発生した可能性が高い。

(2) 井出口

井出口の大久保谷川東岸の地すべり岩体は、約1Maの井出口火山灰を挟む古日開谷川の扇状地礫層に覆われる、従って、この岩盤すべりは1Ma前後に発生したと推定される。

(3) 土柱地域

新阿波C.C.の下部岩体および土柱岩体は、土柱層に滑動し、更に土柱層によって覆われている。また、地すべり岩体と土柱層との境界面は、滑動が土柱層未固結時に発生したことを示している。したがって、正確な発生時期は限定できないが、およそ1Ma前後の更新世前期から中期と推定される。このうち、土柱岩体は、約1.3Maの土柱火山灰堆積後、0.34Maの薬師火山灰の堆積前の間に発生している。

3.5.3 中央構造線の位置と活断層との関係

父尾断層より南側に分布する和泉層群は、父尾断層北側の断層線崖から滑動した巨大な異地性地すべり岩体である。従って、これまでこれらの南縁を走るとされた“中央構造線”(岡田,1970; 中野ほか,1973; 須館・阿子島,1978)は、中央構造線の地表断層ではない。中央構造線の地表断層は父尾断層に求められる。なぜならば、父尾断層が讃岐山脈の現地性和泉層群の南縁の断層で、かつ異地性滑動岩塊の南縁に随伴する三波川変成岩類の破碎帯も父尾断層の位置に復元できるからである。しかも、父尾断層の他に卓越する断層は当地域にはない。すなわち、父尾断層は中央構造線の和泉層群中への副断層ではなく、当地域では三波川変成岩類と和泉層群(地下では傾家花崗岩類)との境界断層の地表断層である。中央構造線の南北方向の位置のずれは、切幡丘陵で最大1.5kmに達する。

また、阿子島・須館(1989)は、異地性和泉層群の南限あるいはこれと異地性三波川変成岩類との地表物質境界を中央構造線とみなし、この南北方向の位置のずれを根拠に中央構造線を変位させる南北性の断層を想定した。しかしながら、このような地表物質境界のずれは、地すべり岩体の移動量の違いによるもので、中央構造線を変位させる南北性の断層を想定する必要はない。事実、須館(1973)等の地質図では、想定された南北断層の延長部の和泉層群に岩相分布を変位させる断層は記載されていない。

3.5.4 中央構造線の約1Ma以降の右横ずれ変位量

岡田(1970)によって推定された第四紀後半における父尾断層の右横ずれ断層活動は、地すべり岩体の復元によっても支持される。すなわち、切幡丘陵の地すべり岩体は滑动後、父尾断層によって、2~3km右横ずれ変位を受けている。また、この他の地すべり岩体も父尾断層の右横ずれ断層運動を想定するとうまく復元できる。

想定される父尾断層の右横ずれ断層変位は、土柱層中の花崗岩礫の起源からも実証できる(図-3.5.2)。徳島県阿波町井出口および脇町城山付近に分布する土柱層は花崗岩礫を含む扇状地礫層を挟む(図-3.2.5)。これらの礫は、インブリケーションから北方から供給されたと推定されるが、その北側には花崗岩を供給できる後背地はない。すなわち、阿波町井出口は、現在大久保谷川の扇状地および讃岐山脈の山脚に位置し、その北側に花崗岩を供給する流路はない(図-3.2.1;3.3.1)。また、脇町城山付近は、大谷川およびその西側の丘陵に位置し、その北側に花崗岩を供給する流路はない。更に、両地点は共に日開谷川、曾江谷川の扇状地より西側、すなわち、吉野川の上流に位置するため、礫が古吉野川の上流へ逆流したとは考えがたい。この2地点の花崗岩礫を含む扇状地礫層が、中央構造線によって約2~3km右横ずれ断層変位を受けたと考ええると、それぞれが日開谷川、曾江谷川の現扇状地に復元される。両河川は現在讃岐山脈を横断して、領家帯の花崗岩類を供給している唯二の河川なので、花崗岩礫を含む扇状地成土柱層はかつての日開谷川と曾江谷川の扇状地で堆積した可能性が高い。すなわち、両河川は土柱層堆積当時から讃岐山脈を横断する先行河川と推定される。井出口の含花崗岩礫扇状地堆積物中の火山灰は、1.0Maのフィッシュ・トラック年代をしめす(阿子島・須館,1989)ことから、本層は1Ma前後に古日開谷川の扇状地で堆積したとみなされる。したがって、1Ma以降の父尾断層の右横ずれ変位量は2~3kmと見積ることができる。これは、切幡丘陵の地すべり岩体の右横ずれ変位量とほぼ等しい。

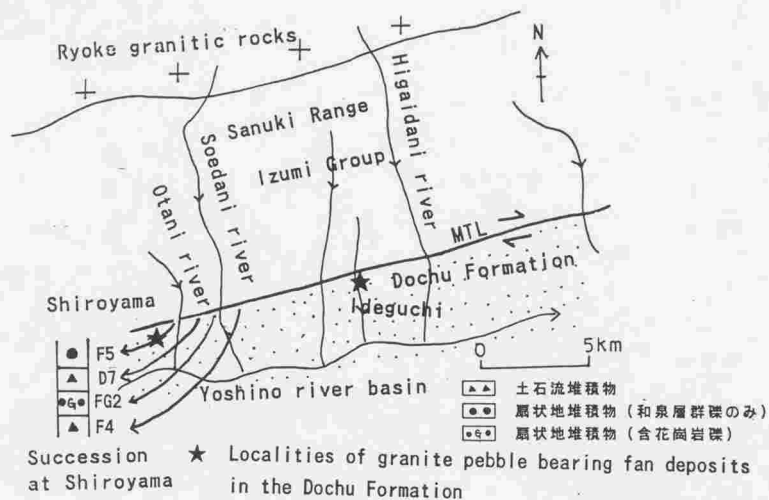


図-3.5.2 讃岐山脈南麓における含花崗岩礫扇状地性土柱層の分布(Hasegawa,1992)



図-3.5.3 讃岐山脈南麓における堆積物の後背地(長谷川,1992)

3.5.5. 土柱層の堆積メカニズム

土柱層は、その岩質から土石流～崖錐性堆積物、扇状地堆積物および本流型堆積物に区分できる。これらは、現在の讃岐山脈南麓の堆積環境とほぼ対応している。すなわち、本流型堆積物は古吉野川の河道および氾濫原で、扇状地堆積物は讃岐山脈から南流する扇状地で、土石流～崖錐性堆積物は、古吉野川支流間の父尾断層による断層線崖下で形成されたと推定される。これらの堆積物は、産状および挟在する火山灰のフィッシュン・トラック年代から基本的には同時異相である。しかしながら、各露頭の産状は、扇状地堆積物が土石流～崖錐性堆積物に挟まれるなど、堆積場が変遷が著しいことを示している(図-3.2.5)。

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の移動によってうまく説明できる(長谷川,1991)。すなわち、父尾断層を境界にして讃岐山脈に対して西側に移動しつつ、沈降する土柱層堆積盆地の北縁では、上位の堆積物がより西側の後背地から供給されている。そして円礫を多量に含む扇状地礫層と角礫層からなる土石流堆積物は、ほぼ現在の吉野川支流の扇状地とその間の断層崖下に復元できる(図-3.5.3)。

例えば脇町城山付近では、下位から土石流堆積物(F4)、含花崗岩礫扇状地堆積物(FG2)、土石流堆積物(D7)、和泉層群の碎屑物だけからなる扇状地堆積物(F5)の順で堆積している(図-3.2.5)。これは、それぞれが東側の父尾断層断層崖下、曾江谷川扇状地、曾江谷川の西側父尾断層断層崖下、大谷川扇状地で堆積したとみなすことができる(図-3.5.2-4)。同様に、土柱付近では土柱火山灰を挟む土石流堆積物、扇状地礫層、土石流堆積物の順で堆積している。これも、それぞれが伊沢谷川東側の父尾断層断層崖下、伊沢谷川扇状地、伊沢谷川西側の父尾断層断層崖下で堆積したとみなすことができる(図-3.5.3,4)。これによって、地すべり岩体の発生日点を推定することができる。

上述のように、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と推定される。すなわち、父尾断層は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可能性が高い。

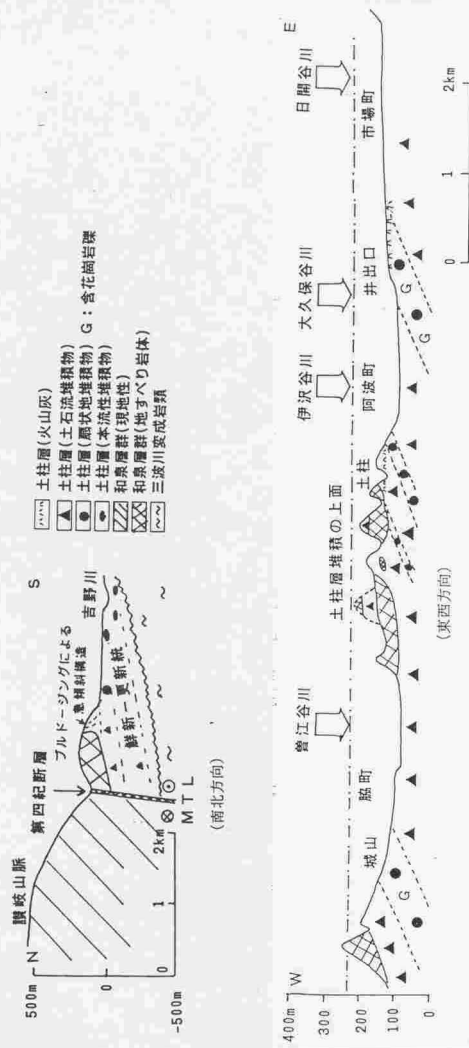


図-3.5.4 土柱層の模式断面(長谷川,1992)

a : 南北方向断面、b : 東西方向断面

3.5.6. 吉野川低地の新期堆積物の時代と構造

土柱層は父尾断層の南側の丘陵および段丘崖下部に露出しているが、土柱層相当層は吉野川低地の平坦面を形成する段丘堆積物、および沖積層の下位にも分布している。土柱層は、吉野川低地の南縁付近の阿波町切戸で三波川変成岩類を不整合で覆っている。不整合面は緩く北へ傾斜し、これより北側では父尾断層まで土柱層の基盤は確認されていない。土柱付近の土柱層もばらつきが多いものの 10° 前後北へ傾斜している。すなわち、土柱層は全体として、北の父尾断層に向かって傾斜している。従って、土柱層およびその下位の堆積物は、父尾断層に近づくほど厚く堆積していると推定される。調査地東南の吉野町吉野中学校におけるボーリングによれば、地表下30mから150mまで本流性砂礫層が確認されているが(阿子島・須鎗, 1989)、基盤岩は確認されていない。吉野川低地の西端部の池田町市街地(イケミナミ)におけるボーリングによれば、段丘堆積物の下に厚い更新世前期以前の堆積物があり、地表下約80mで、基盤の砂質片岩に到達する(岡田, 1991)。また、吉野川北岸と類似した地質構造と考えられる和歌山県紀ノ川北岸では、反射法地震探査によって1,000m近い新期堆積物の存在が推定される(吉川ほか, 1987)ことをからも、吉野川低地の新期堆積物は数100mに達する可能性が高い。

現在地表に露出する土柱層は更新世前期～中期の堆積物である。しかしながら、地下にはその下位層が厚く堆積し、更に吉野川南岸の丘陵に鮮新世後期の森山層が分布する(阿子島・須鎗, 1989)ことを考慮すると、吉野川低地は基本的には厚い鮮新-更新統から構成されると推定される。そして、この鮮新-更新統の堆積盆地は、南縁部では三波川変成岩類を不整合に被覆して、北側に傾斜し、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(図-3.5.4)。このような堆積盆地は、その形態および堆積機構から、中央構造線の断層運動に伴って、形成、成長した可能性が高い。現在のところ、森山層は2.3Maのフィッシュン・トラック年代が報告されている(阿子島・須鎗, 1989)ので、堆積盆地は2.3Ma以前にできていたと推定される。

なお、阿子島・須鎗(1989)はこの堆積盆地を地溝としているが、堆積盆地の南縁部には部分的に第四紀断層が報告されているが、連続する第四紀断層がないので(活断層研究会, 1991)、地溝とは言い難い。