

和泉層群の節理とそれによる斜面崩壊の構造規制

Joints and their structural control for slope collapses in the Izumi Group

横山俊治*

Shunji Yokoyama

Abstract: The most common fracture system regionally developed in the Izumi Group is an orthogonal pair of joint sets, set J1 joints trending N5W-N40W and dipping 75W-85W, and set J2 joints trending N60E-N85E and dipping 45N-70N. Both set J1 and J2 joints maintain their approximate cross-strike positions and their approximate strike positions to bedding planes. Joints (1) penetrate sandstone beds but stop at sandstone-mudstone interfaces, and (2) have fractographic surface features such as plumose markings and wall-perpendicular vein fibers, suggesting extensional fractures with negligible shear. It has been found that joint spacing and persistence are influenced by bed thickness of sandstone. There is a linear relationship between joint spacing and bed thickness for relatively thin beds, but the joint spacing is approximately constant for bed thicker than about 1.0 m. The former linear relationship suggests that joint spacing is influenced by traction at the competent-incompetent interface, whereas the latter constant relationship results from the hydraulic fracture mechanism and bed thickness of sandstone separated by intertrapped muddy seams of thick sandstone beds. The joint spacing tends to become smaller in set J1 joints than in set J2 joints. Propagation of joint measured on stratification also tends to be more persistent in thicker beds. Set J1 joints well propagate in comparison with set J2 joints, because set J2 joints abut set J1 joints. From the view points of slope stability, the influence of joint system for slope collapses is briefly discussed.

I. まえがき

岩盤には様々なスケールの割れ目が発達している。小さなものは構成鉱物の結晶サイズの微細な割れ目から、大きなものは長さ数百 km から千 km を超える大断層までである。岩盤の安定性に影響する割れ目のスケールは岩盤を構成す

る岩石の岩石学的性質によって自ずと異なる。

最上部白亜系の和泉層群は、中央構造線の左横ずれ断層運動に関係して、中央構造線の北側に沿って形成された横ずれ堆積盆の堆積物(宮田, 1990ほか)である。構成岩相はタービダイトを主体とする碎屑性堆積物からなり、砂岩と

*川崎地質株式会社

泥岩がリズムミクに互層している。泥岩層は粘土鉱物に富むため、その安定性の低下は、岩石そのものの強度や変形性が劣ることに起因する。すなわち、泥岩層は葉理や鉱物粒界などの弱面に沿ってマイクロスケールの割れ目を無数に生じやすく、これらの割れ目群に沿うすべりによって、巨視的には岩石自体が変形しているように見える。一方、砂岩層は風化に対する抵抗力が大きく、表層部でもかなり硬質で変形しにくいいため、その安定性は、節理や中・小断層などメソスケールの割れ目に支配される。特に高い分布密度と高い定方向性をもつ割れ目は重要である。和泉層群では、砂岩層中に発達している節理が斜面の安定性を広域的にわたって支配しているように思われる。

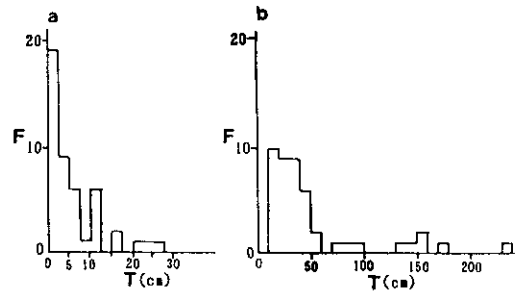
この論文では、節理の地質学的特徴を記載し、節理のどのような性質が斜面崩壊の様式にどのように影響しているかについて述べる。節理の記載を行った和泉山地北西部は、和泉層群主部相である粉河累層・加太累層(市原ほか, 1986)の分布域にあたり、東に開いた巨大な向斜構造の北翼部に位置している。

ここで言う節理とは、地質学的定義に従って、肉眼でせん断変位が認められない閉じた割れ目を指す。ただし、方解石や石英などに充填されている割れ目は厳密には脈であるが、鉱物脈を含む割れ目であっても、肉眼でせん断変位が認められず、節理と連続するものは節理として扱った。

和泉層群には、節理とは形成時期や成因を異にする割れ目も発達している。調査では、節理とそれ以外の割れ目を区別することが重要である。割れ目をもつ複数の特徴に基づいて節理を識別するために、データの収集は、小露頭は避けて、海岸および採石場跡の大露頭で行った。

II. 和泉層群の砂岩・泥岩の層厚

第1図は採石場跡の一露頭で測定した単層の層厚の頻度分布である。砂岩層は、測定数の95%が層厚10-200cmに入り、しかも測定数の65%は層厚10-40cmに入る。広域的には1cmから15mの単層が確認されているが、2mを超え



第1図 地層の層厚Tと頻度Fのヒストグラム(多奈川谷川の南の採石場跡の例)。

(a)砂岩層 (b)泥岩層

Fig. 1 Histograms of bed thickness T and frequency F: An example from a quarry scar, south to Tanagawa-Tanigawa.

(a)sandstone beds (b)mudstone beds

ることはまれである。泥岩層は、測定数の89%が2-25cmに入り、1mを超えることはまれである。

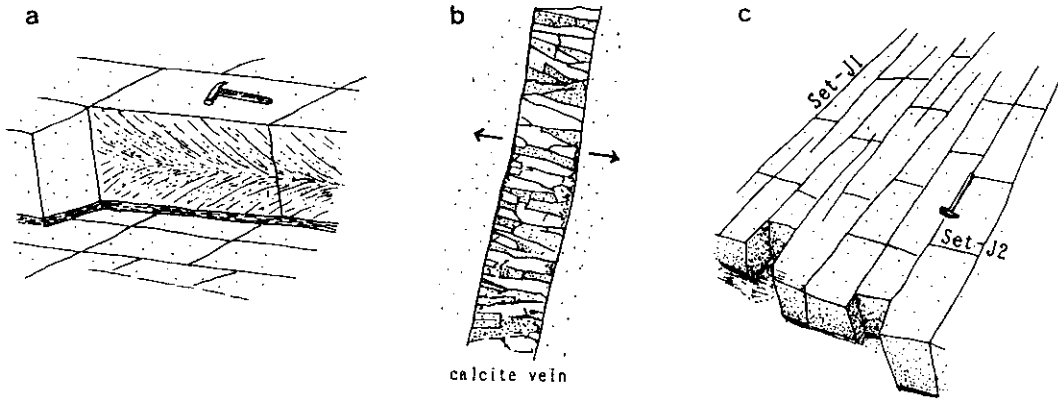
層厚10-40cmの砂岩層には単調な級化層理が発達するが、さらに層厚が厚くなると、しばしば複数回の上方細粒化を繰り返す。

III. 和泉層群の節理の地質学的特徴

和泉層群の砂岩層には、2方向の系統的節理群、Set-J1節理群と、Set-J2節理群が発達する。これらの節理群は、中央構造線の近傍や向斜構造の軸部ではほとんど発達していない。したがって、結果的に、この論文で記載した節理は北翼に発達するものである。

(1)節理の形態

節理は砂岩層を切っているが、砂岩-泥岩界面のところでストップしている。単層内で上方細粒化を繰り返して泥質シームを挟在する砂岩層では、砂岩と泥質シームとの界面でストップする節理も少なくない。しかも、そこでは砂岩と泥質シームとの界面に沿っても伸張割れ目を生じていることがある。節理面は砂岩層の下部では明瞭であるが、上部の細砂~シルト部では、しばしば不明瞭になる。節理は、断層や重力変形による割れ目と比べると、面の湾曲が少なく平滑で、粗度も小さいのが特徴である。特に



第2図 和泉層群の節理群で観察される節理の形態。

- (a) plumose marking: 伸張破断面を示す節理面の形態
- (b) wall-perpendicular vein fibersの発達する方解石脈: 開きつつある伸張破断面では、割れ目を充填する脈の結晶は壁面に鉛直に成長する
- (c) アバット関係: 若いSet-J2節理が古いSet-J1節理にアバットする

Fig. 2 Joint morphology observed on joint sets in the Izumi Group.

- (a) plumose marking: joint surface morphology indicating extensional fracture
- (b) wall-perpendicular vein fibers: the geometry of calcite veins filled into the progressively opening extension joint-fissure
- (c) abutting relationship: the younger set J2 joints abutting the older set J1 joints

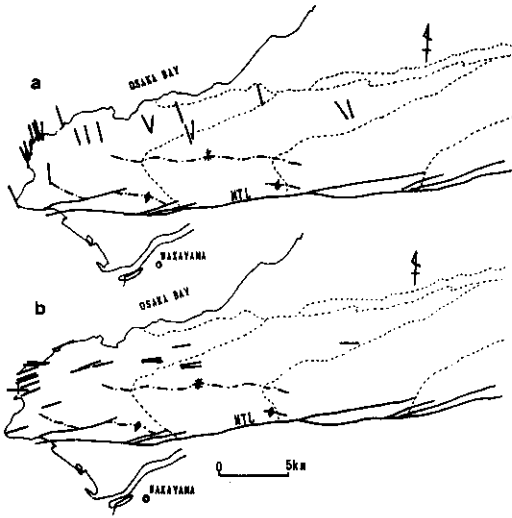
Set-J1節理群は平滑である。

既述のように、節理に巨視的なせん断変位が認められないことは、それが伸張破断面である証拠であるが、微視的にもそのことを示唆する証拠がある。ひとつは、破断面の表面組織のひとつである plumose marking の存在である(第2図 a)。Bahat (1979)は plumose marking が引張り破壊によって形成されることを理論的に示している。いまひとつは、Ramsay & Huber (1983)が伸張破断面の証拠として論じている wall-perpendicular vein fibers で、和泉層群では節理を充填する方解石脈で観察される(第2図 b)。しかしながら、plumose marking や wall-perpendicular vein fibers が発達しない節理もかなり存在する。それらのなかには、ハイブリッドせん断/伸張破断面(Hancock, 1985)も含まれているかもしれない。なお、plumose marking の破断面の様相から推定される Set-J1 節理群の応力の伝播方向は地層の底面から上方に、あるいは南から北であるらしい。

(2)節理の方向

第3図に示されているように、それぞれの節理群の卓越方向は、広域で一定している。ただし、ひとつの露頭においても、広域的にみても、Set-J2節理群はSet-J1節理群と比べて方向の“ゆらぎ”が大きい(第4図)。Set-J1節理群の走向はN5W-N40Wで、とくにN20W-N25Wに集中する。傾斜は75W-85Wに集中する。Set-J2節理群の走向はN60E-N85Eで、傾斜は45N-70Nに集中する。これらの節理群はほぼ直交(80-110度)する。

層理面の卓越走向はN50E-N80Eで、傾斜は35S-45Sに集中するが、さらに緩傾斜になることもある。層理面と節理の配置関係に関していえば、Set-J1節理群は層理面の傾斜方向の走向をもち、層理面に対して80W-70Eで傾斜する。一方Set-J2節理群は層理面の走向方向の走向をもち、層理面の傾斜角とは無関係に層理面に対して高角度で交わる。



第3図 和泉山地北西部の和泉層群に発達する節理の走向。

(a) set J1 節理群 (b) set J2 節理群
 : 和泉層群の累層境界
 * : 向斜・背斜
 MTL : 中央構造線
 — : 各々の露頭での節理の走向

Fig. 3 Plot of the strike of joints in the Izumi Group in the northwestern part of the Izumi mountains.

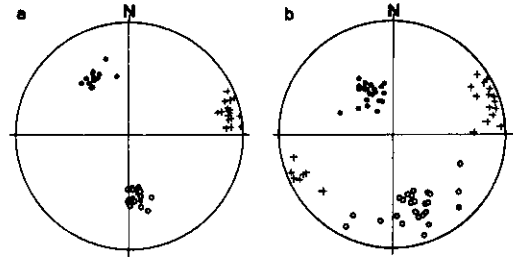
(a) set J1 joints (b) set J2 joints
 : boundaries of Formations in the Izumi Group
 * : major syncline and anticline
 MTL : the Median Tectonic Line
 — : the strike of joints in individual outcrops

(3) 間隔

層理面が広く露出した砂岩層を観察すると、ほぼ一定の間隔で節理が発達しているのがよくわかる。このような節理の定間隔性は実測データによっても確認される(第5図)が、層厚の0.2-0.3倍から1-3倍の範囲の“ゆらぎ”がある。この“ゆらぎ”は、一般に Set-J2 節理群の方が大きい。

節理間隔に影響するパラメータとして、Harris et al. (1960)は地層が受けている変形作用の程度の違いを挙げているが、和泉層群では、節理間隔を測定した露頭の間で変形作用に有意な差異はない。

Ladeira and Price (1981)は、イギリスの石炭



第4図 層理面と節理群の方向のシュミットネット下半球投影。

(a) ひとつの露頭での測定例 (b) 各露頭での卓越方向をプロット

● : 層理面
 + : Set-J1 節理群
 ○ : Set-J2 節理群

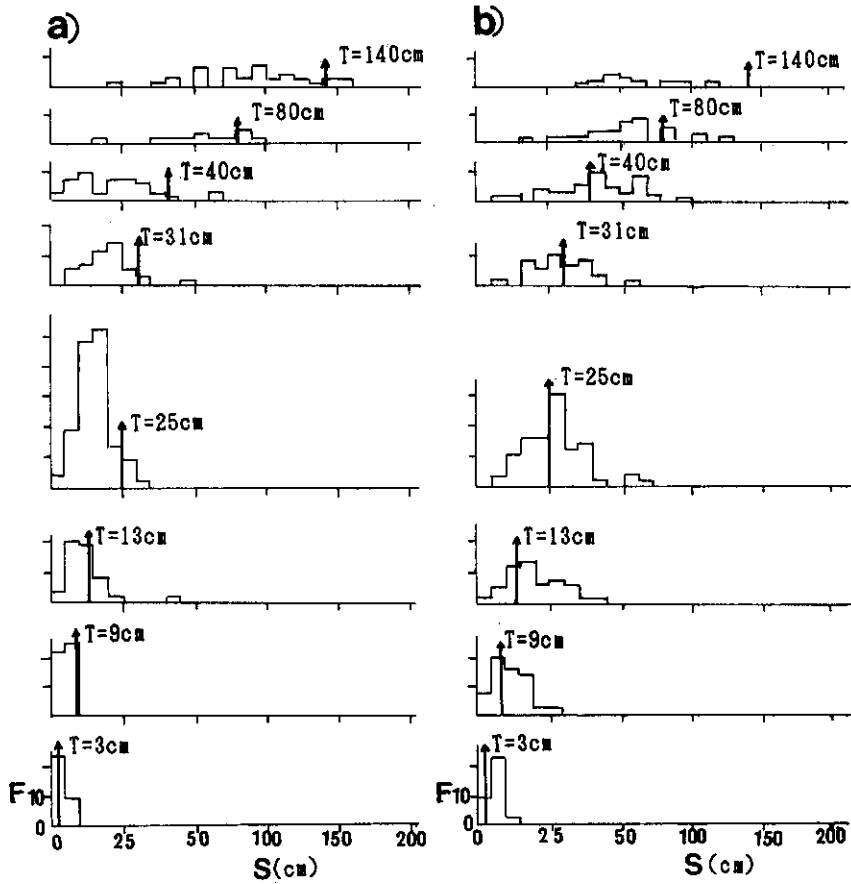
Fig. 4 Schmidt representation (lower hemisphere projection) of bedding and joint sets.

(a) an example from an outcrop (b) plot of their dominant directions from individual outcrops

● : bedding planes
 + : set J1 joints
 ○ : set J2 joints

系フレッシュ層において、隣接するインコンピート層(頁岩)の層厚が相対的に厚いときは、インコンピート層の層厚が薄いときよりも、コンピート層(砂岩)中の節理間隔はわずかながら広いことを示し、インコンピート層の層厚がコンピート層の節理間隔に影響することを明らかにした。和泉層群では、泥岩(インコンピート層)の層厚の影響度を十分に判定することはできなかった。そのうえ、厚い砂岩優勢部に泥岩薄層(層厚1-3cm以下で、しばしば露頭範囲で尖滅する)が挟在する場合は、彼らの結果とは逆に、隣接する泥岩の層厚が薄いにもかかわらず、節理間隔が広がる傾向も認められた。節理間隔には複数のパラメータが影響するが、コンピート層の岩質とその層厚の影響を遮蔽するパラメータはない(Ladeira and Price, 1981)。したがって、コンピート層の岩質が同じ地域では、コンピート層の層厚が節理間隔に決定的な影響を及ぼすと考えられる。

第6図は、同一砂岩層における層厚と節理間



第5図 任意の層厚をもつ砂岩層における節理間隔Sと頻度Fのヒストグラム。
(a)Set-J1節理群 (b)Set-J2節理群

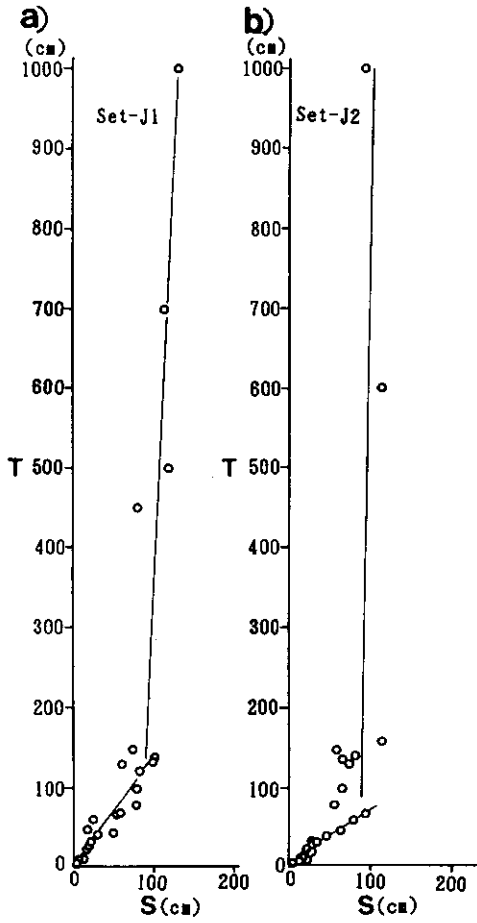
Fig. 5 Histograms of joint spacing S and frequency F on sandstone beds of a given bed thickness T.
(a)set J1 joints (b)set J2 joints

隔の平均値との関係を見たものである。相対的に薄い砂岩層では、節理間隔は、砂岩層の層厚の増大に比例して広がる傾向がある。しかし、厚い砂岩層では、このような傾向は不完全で、いずれの節理群も、層厚が約1m以上になると、むしろ、層厚の増大と関係なく一定の節理間隔をもつ傾向が認められる。

薄い砂岩層で認められる層厚と節理間隔との間の正比例関係は、節理が一種のブーディナージュ(boudinage)に比較される構造であることを示唆するもので、砂岩と泥岩との粘着摩擦に関係したメカニズムで説明されよう。では、厚

い砂岩層で認められる節理間隔一定化の傾向は何に起因するのであろうか。ひとつの原因は、既述のように、厚い砂岩層であっても、挟在する泥質シームが節理の成長を妨げることがあり、その結果、節理の数は泥岩シームに挟まれた砂岩層の層厚に規定されるためである。しかしながら、泥質シームの影響を考慮して測定しても、節理間隔は層厚の増大に比例して広がることはない。

Ladeira and Price (1981) は、層厚から独立した節理間隔の一定化を水圧破砕のメカニズムで説明した。水圧破砕による伸張割れ目の伝播



第6図 砂岩層の層厚Tと節理間隔Sとの関係。
 (a)Set-J1節理群 (b)Set-J2節理群
 Fig.6 Graphical representation of the relationship between bed thickness of sandstone T and joint spacing S.
 (a)set J1 joints (b)set J2 joints

は、間隙流体圧が岩石の引張り強度に等しい大きさの最小主応力を越えたときに起きる。割れ目が発生するとそこでは間隙流体圧が低下するが、一般に岩石の引張り強度は進展する割れ目の長さに反比例して小さくなるのが知られているので、進展する割れ目の先端では、割れ目発生時に必要な間隙流体圧よりも小さい間隙流体圧で伝播することができる。しかし新たな割れ目の発生は、進展する割れ目を中心にして両側で間隙流体圧が回復し、その間隙流体圧が

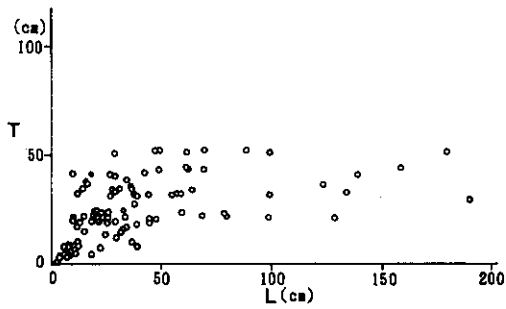
初生の岩石の引張り強度に等しい大きさの最小主応力を超えるようになったところではじめて可能になる。その結果、節理間隔は層厚から独立して一定になるとというのが彼らの説明である。

水圧破碎が堆積岩中の節理形成の主要なメカニズムであるとする考えはかなり広く受け入れられている。天然の水圧破碎の直接的証拠は節理を充填する熱水性鉱物脈の存在で、鉱物脈は割れ目に流入した流体の“化石”と見なされる。和泉層群の場合、方解石脈が流体の“化石”に当たるが、その出現頻度は高くない。これは、方解石脈に充填されない節理では、割れ目の中を流体が通り抜けたためであろう。また、節理が砂岩層を切るが、その上下の泥岩層には伝播していないという現象は、石油掘削に伴う水圧破碎法のデータやその解釈から予想されることである。これらの事実は、相対的に薄い砂岩層中に発達する節理の場合も、節理の形成に水圧破碎のメカニズムが重要な役割を果たしたことを示唆するものである。

Set-J1節理群とSet-J2節理群との間で、同一層厚に対する節理間隔を比較すると、Set-J2節理群の方が節理間隔がやや広い。これは次のように説明できる。方解石脈の出現頻度が間接的に間隙水圧の大きさを反映しているとみるならば、方解石脈の出現頻度の高いSet-J1節理群の方が、Set-J2節理群より、形成時の間隙水圧が大きかったと考えることができる。その結果、間隙水圧の高いSet-J1節理群では、水圧破碎が容易に起こり、節理の数が増えて間隔が狭くなった。

(4)連続性

節理の連続性(層理面上で測定した節理の長さ)は、露頭規模の制約を受け、定量的データは得られていないが、明らかに砂岩層の層厚と相関がある。たとえば、層厚50cmまでの砂岩層では、Set-J2の節理は、層厚が厚くなるに連れて長くなる傾向を示すが、その長さは層厚の1~2倍程度が多く、長いものでも5~6倍を超えるものは少ない(第7図)。Set-J1の節理の長さは、Set-J2のそれよりはるかに長く、層厚30~40cmの砂岩層で長さ10~20m程度になる。



第7図 砂岩層の層厚Tと層理面上で測定したSet-J2節理の長さLとの関係。

Fig. 7 Graphical representation of the relationship between bed thickness of sandstone T and length of set J2 joints L measured on stratification.

さらに層厚2mの砂岩層では長さ50m以上に達する例もある。

(5) Set-J1節理群とSet-J2節理群の時間関係

Set-J1節理群とSet-J2節理群の時間関係はいくつかの露頭にみられるアバット関係(abutting relationship)から決定された(第2図c)。もし古い節理が若い節理の形成時に引張り強度をもっていなかったならば、若い節理は古い節理まで成長したところで止まり、古い節理を横切って成長することはない、というのがアバット関係の法則である。それは成長を続ける若い節理の先端で引張り応力が古い節理(不連続面)を超えて維持されないからである。

アバット関係の法則に従うと、Set-J1節理群はSet-J2節理群より古いと結論される。先に述べた節理の長さの違いも、Set-J2の節理の成長がSet-J1の節理のところまで成長をさまたげられたことによる。方解石脈の出現頻度がSet-J2節理群よりSet-J1節理群で高いという事実は、早期の節理群ほど節理を充填する鉱物脈の出現頻度が高くなる傾向があるというCharlesworth(1968)の見解と調和的である。

(6) 節理形成時の主応力配置

伸張破断面は最小主応力に高角度の方向に生じる。Set-J1節理群とSet-J2節理群は直交関係にあり、かつ、層理面に対して高角度に発達するので、最小主応力は層理面上になければなら

ない。また、節理が一種のブーディナーージュの性格をもつことから、最大圧縮応力は層理面に垂直である。このような主応力配置が節理形成の間に存在していたとすると、それぞれの節理群の卓越方向は中間主応力の方向と一致する。かくして、Set-J1節理群とSet-J2節理群の間で主応力の転換があったことを意味する。すなわち、Set-J1節理群の形成で最小主応力方向の引張り応力が解放されて圧縮性応力に変わったところで、最小主応力が中間主応力と転換し、次にSet-J2節理群が形成され、互いに直交する一組の節理群が形成された。

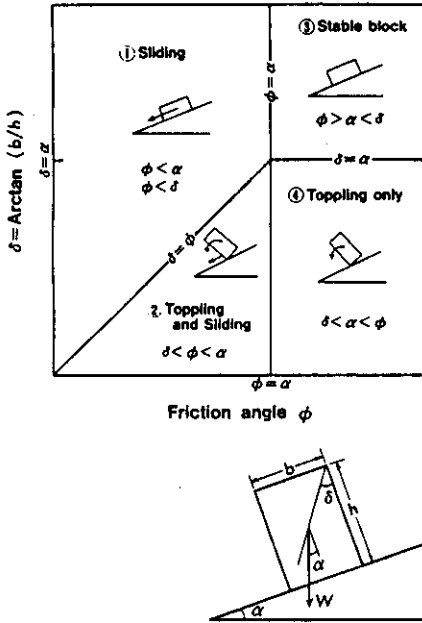
IV. 節理による斜面崩壊の構造規制

砂岩層中の節理が斜面安定に大きな影響力をもつのは、節理が高い分布密度と高い定方向性をもつためである。和泉層群では、流れ盤斜面において、層理面を介した岩盤クリープに始まる層面すべりの発生頻度が高い(Yokoyama and Hada, 1989)。岩盤クリープ変形期には、層理面に沿ったすべりで地層が座屈するが、ぜい性的な砂岩層では層理面の走向方向と傾斜方向に配列する節理群が比較的スムーズな変形を可能にしている。さらに変形が進むと、平滑で連続性の良いSet-J1の節理が、安定岩盤からクリープする砂岩層の側方を切り離し、滑落を容易にする。

砂岩層は、層理面と、直交する2方向の節理群とに囲まれた直方体のブロックを平面に並べたような産状を呈する。そこで単一砂岩ブロックを対象とし、ブロック間の相互作用は考慮しないものとして、ブロックの安定性を2次元の幾何学的釣合問題として検討してみよう(第8図参照)。

砂岩ブロックの安定性は①砂岩ブロックの形状 [$\delta = \text{Arctan}(\text{ブロックの高さ}/\text{幅})$] ②斜面の傾斜角(α)③ブロックと斜面の間の強度(摩擦角(ϕ)): 粘着力を0として、基本摩擦角の実測値を用いる。すなわち、砂岩-泥岩: 32度、砂岩-砂岩: 34度となる。)の大小関係で決まる。

流れ盤斜面では、層理面がブロック底面となる。そこで、解析条件を α (層理面の平均傾斜角)



第8図 斜面上のブロックの運動様式を評価する概念図 (石田ほか, 1985より)。

Fig. 8 Schematic geometry assessing types of movement of a block on a slope (after Isida et al., 1985).

$= 40^\circ$, ϕ (砂岩-泥岩) $= 32^\circ$, δ [= Arctan (平均的な Set-J2 節理群の間隔/層厚)] $= 54.4^\circ$ とすると, $\phi < \delta$ かつ $\phi < \alpha$ となり, すべりのみが起こる可能性がある。現実にも単一ブロックあるいは複数のブロックが一体となったすべりが主体となっている。Set-J2 節理群の節理間隔の狭いブロックでは, 転倒しかけているブロックが観察されることもあるが, ブロック間の相互作用が大きく, 一気に転倒崩壊するものは少ない。

受け盤斜面では, Set-J2 節理群の節理面がブロック底面となる。そこで, 解析条件を α (Set-J2 の傾斜角) $= 60^\circ$, ϕ (砂岩-砂岩) $= 34^\circ$, δ [Arctan (平均的な Set-J2 の間隔/層厚)] $= 35.6^\circ$ とすると, $\phi < \delta$ かつ $\phi < \alpha$ となり, この条件ではすべりのみが起こることになるが, わずかに Set-J2 の節理間隔が狭くなるとすべりと転倒が同時に起こる可能性がでてくる。現実には挟在する泥岩層の影響で, 容易にすべりや転

倒を起こさないが, 崩壊が発生したときは, 崩壊速度が早く, 崩落に近いであろう。

V. あとがき

和泉層群では, 系統的節理群の分布様式は, 明らかに砂岩-泥岩界面や単層の層厚の影響を受けている。これは, 不連続面の形成時期や成因の違いが不連続面の分布様式に影響することを示唆するものである。不連続面を含む岩盤の安定解析では, 不連続面の分布様式をいかにモデル化するかが課題となる。既往の岩盤モデルの多くは, 花崗岩を対象とした解析ではあるが, 不連続面の形成時期や成因の違いが分布様式に影響しないものと仮定して組み立てられている。問題は, この仮定が現実にはどの程度の精度で成立しているかである。この点については, 今後十分な検証が必要であろう。

引用文献

- Bahat, D., 1979: Theoretical considerations on mechanical parameters of joint surfaces based on studies on ceramics. *Geol. Mag.*, v. 116, 81-92, 1979.
- Charlesworth, H. A. K., 1968: Some observations on the age of jointing in macroscopically folded rocks. *Geol. Surv. Can. Pap.*, v. 68-52, 125-135.
- Hancock, P. L., 1985: Brittle microtectonics: principles and practice. *J. Struct. Geol.* v. 7, 437-457.
- Harris, J. F., Taylor, G.L. and Walper, J. L., 1960: Relation of deformational fractures in sedimentary rocks to regional and local structures. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* v. 44, 1853-1873.
- 石田 毅・日比野敏・北原義浩・浅井義之, 1985: 斜面の転倒・滑落破壊に対する個別剛体要素法の適用性について. *土木学会論文集*, no. 358, 147-155.
- 市原 実・市川浩一郎・山田直利, 1986: 岸和田地域の地質. *地域地質研究報告* (5

- 万分の1地質図幅), 地質調査所, 148p.
- Ladeira, F. L. and Price N. J., 1981: Relationship between fracture spacing and bed thickness. *J. Struct. Geol.*, v. 3, 179-183.
- 宮田隆夫, 1990: 横ずれ断層運動に伴う堆積盆の形成. *構造地質*, no. 35, 65-70.
- Ramsey, J. G. and Huber, M. I., 1983: *The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 1: Strain Analysis*. Academic Press, New York, 308p.
- Yokoyama, S. and Hada, J., 1989: Gravitational creep folds in the Izumi Group of the Izumi mountains, Southwest Japan. *J. Japan Landslide Soc.*, v. 26, 10-18.