

参考資料-1 用語の解説

(1) 走向・傾斜

地層の層理面を水平面で切ったときの交線の方向を「走向」という。走向に直角な方向で、面が水平面となす角度が「傾斜」という。

走向・傾斜とトンネル掘削面との関係は、走向方向と掘削面が直交する成層状態、地層の傾斜方向が切羽深部から掘削面に下がってくる流れ盤状態、地層の傾斜方向が切羽深部から掘削面に上がっている受け盤状態に分けられる。

トンネル掘削で最も問題になりやすいのは、流れ盤状態である。それは傾斜した地層がすべり台のような役目をなして、崩壊を起こしやすいからである。

しかし、受け盤であっても、岩盤の不連続面が卓越する場合はトップリング崩壊を生じることがある。

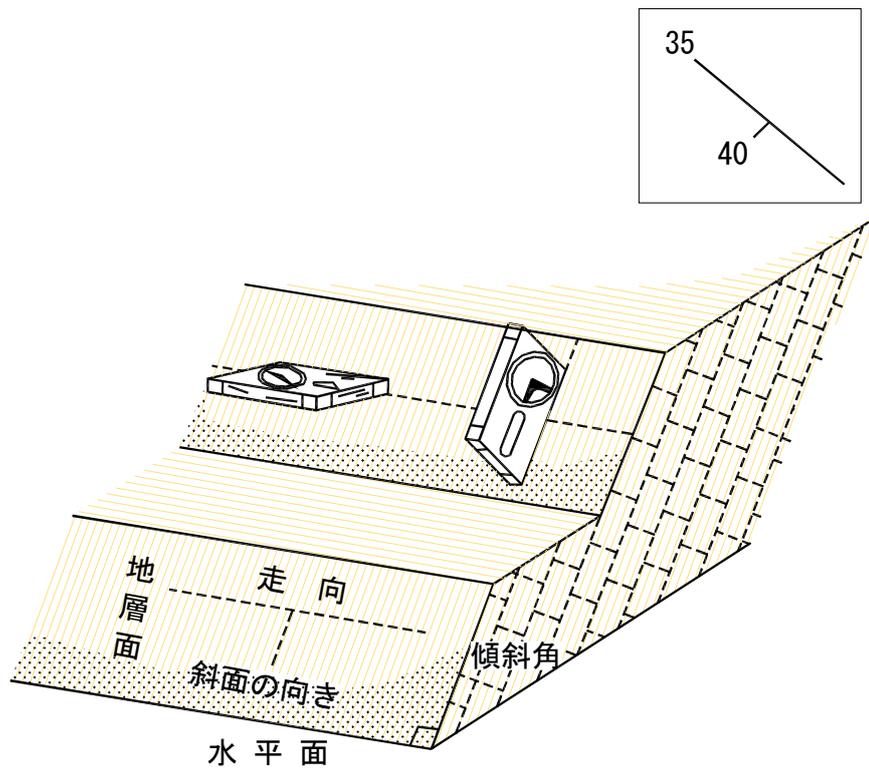


図-参 1-1 地層の走向と傾斜

(2) 節理・片理・層理

岩盤の割れ目のうち、規則性がある割れ目は節理・片理・層理であり、それ以外を単に亀裂という。

節理は、発生状態や発生の原因など規則性や同一性が認められる。節理は柱状・板状節理など火成岩の冷却によるもの、堆積岩が乾燥する際の体積収縮によるものや地殻運動などによってできるものに分類できる。

片理は、片岩と呼ばれる広域変成岩に特徴的にみられ、一定方向に配列した面状の構造である。片理は結晶が一方向に配列しているため片理方向の剥離性が強く、流れ盤状態の場合、切羽崩壊を引き起こしやすい。

層理は、堆積岩が時代の経過とともに重なった単層の重なり面をいう。単層は比較的に均一な物質で出来ており、規則性のもとに、層相をなしている。この場合も、流れ盤状態の場合、切羽崩壊を引き起こしやすい。

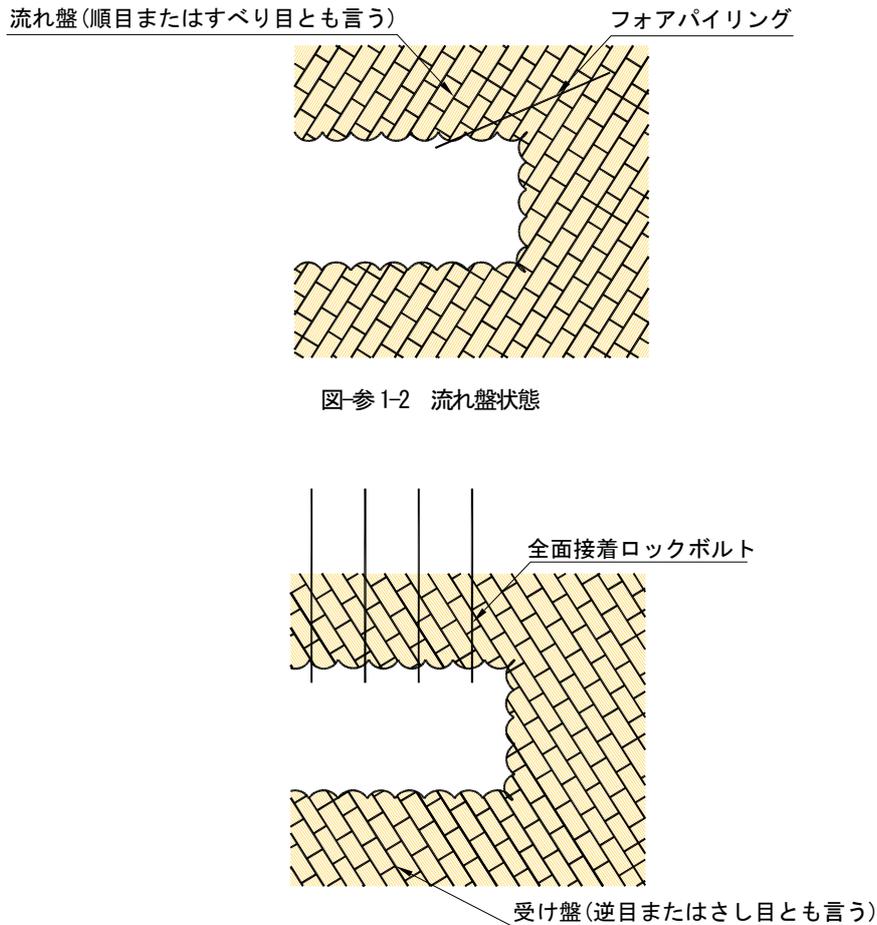


図-参1-2 流れ盤状態

図-参1-3 受け盤状態

(3) 風化作用

風化作用は、空気や水などの物理・化学的な作用を受けて、当初の岩石からもっと安定した砂や土へ変わることをいう。風化作用は機械的破壊作用（風、波などの営力）、物理的風化作用、化学的風化作用に分類できる。最も大きく効いてくるのは水であり風化はおもに岩石中への浸透・拡散あるいは浸潤によって進行し、その作用の程度と岩石の性質によって風化の程度も変わってくる。

我が国では岩石の風化状況からみると、結晶片岩、深成岩、第三紀堆積岩地域などで風化が深く、崩壊の発生も多い。

(4) スレーキング

スレーキングとは塊状の物質（土塊や軟岩）が乾燥、吸水を繰り返すことにより、細かくばらばらに崩壊する現象をいう。一般的に、スレーキングを起こす岩石は、第三紀から第四紀の堆積岩で、泥岩、凝灰岩に多い。

表-参1-1 に水による劣化の評価区分とスレーキング試験の対比を示す。

(5) ポイントロード試験

ポイントロード試験は、非整形の岩石をそのまま使って、岩石の一軸圧縮強度を簡単に推定することができる。

強度算定方法は、 $S_t = 0.9 \times P / d^2$

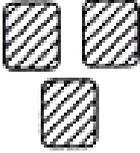
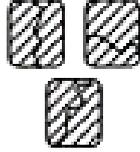
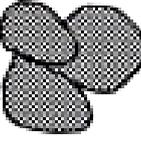
S_t は、供試体寸法により変化するため、 $d = 5\text{cm}$ の時の S_t を標準とする。非整形試料の場合、寸法が一定でないので5～8個の供試体で試験を実施する必要がある。

ポイントロード試験状況を示す。



図-参1-4 ポイントロード試験状況

表-参1-1 水による劣化の評価区分とスレーキング試験の対比

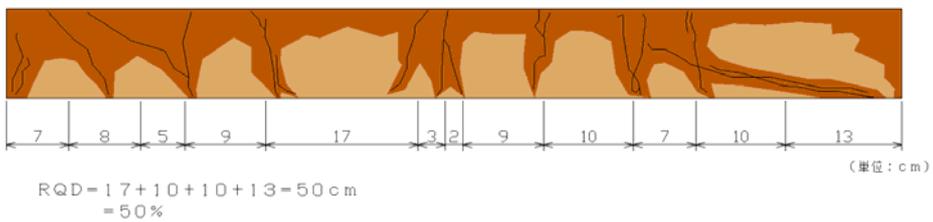
スレーキング試験による区分			切羽評価点による評価区分
区分	形状・状態	水侵後の状況	
0	 <p>変化無し</p>		1 (水による劣化なし)
1	 <p>亀裂が入る程度</p>		2 (緩みを生ず)
2	 <p>細片化するが泥状化しない</p>		3 (軟弱化)
3	 <p>細片化と部分的泥状化</p>		3 (軟弱化)
4	 <p>完全に泥状化</p>		4 (流出)

(6) RQD

RQDは、岩盤の状態を推定する一指標であり、ボーリング外径66mmのダブルコアチューブでコアの採取率およびコアの割れ目による要素を含めた表示で、岩盤の良好度を知る目安である。ボーリングコアの掘削長1mごとに含まれる1片10cm以上コア長の累計の百分率で表す。

RQDと地山等級の関係を、下記に示す。

RQD(%)	地山等級
70以上	B
40～70	C I
10～40	C II
10程度以下	D I、D II



(7) 風化

① マサ化の進んだ柳生花崗岩
(奈良県奈良市柳生)



② 熊野酸性岩(花崗斑岩)の節理と風化 (三重県熊野市相谷)



④ 羊糞層群(砂泥互層)の風化状態
(三重県熊野市下市木)



③ 丹波グリーンタフ(凝灰質砂岩)の玉ネギ状風化構造
(神奈川県愛甲郡清川村)

風化

わが国のように四季変化の激しい気候で、かつ岩石の構造変形が著しい地域では、地表に露出するほとんどの岩盤に風化現象がみられる。風化は“岩石が自然作用の働きによりルーズな含水物質に変化する過程”であり、物理的風化と化学的風化に分けられている。風化帯の厚さと性質は、1)岩石の種類・組織、2)気候・生物活動など風化に作用する力、3)風化作用の地質的連続時間、4)地表面の地形、5)風化による成分の移動様式とその程度、に深く関係している。

物理的風化は、化学的な変化をすることなく生じる岩石の機械的な破片化であり、地表面に近い表層部における応力の変化に伴い進行していく。おもな作用は、1)割れ目や節理内における水の凍結、2)温度変化に伴う岩石の体積変化、3)植物の樹根の動き、4)上位岩石の侵食により生じたシニチンダ節理(232頁参照)、があげられる。化学的風化は、岩石の構成鉱物から二次的な粘土鉱物を生じる化学反応により進行していく。

物理的風化と化学的風化は、お互いに深くかかわりながら、たとえば物理的風化により生じた割れ目や鉱物のゆるみにより、地下水が浸透し化学的風化が進行し、より深部にまで風化が及んでいく。

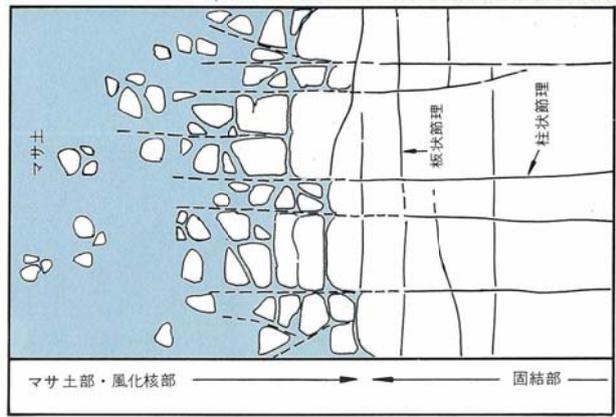
● 調査と土木的重要性

建設工事の施工にあたって、風化の状態—風化の程度、風化部の厚さ、風化の及ぶ範囲—を知ることが、安全性と掘削の難易の面から重要な検討事項となっている。

しかし風化の状態把握には、定量的な数値区分による表現は現段階ではまだ行なわれてなく、一般にハンマーを使用した打撃反応、粘土化の程度、指頭での感触、肉眼鑑定といった観察者の感覚にたよった、大まかな風化判定が現状では行なわれている。

熊野酸性岩の模式的な風化状態の変化を図①に示してある。岩盤は地表に近くなるほど節理面から進行していく風化が顕著になり、火成岩特有の玉ネギ状風化構造を有するようになる(184頁参照)。

風化した岩石は膨潤性が高く、強度も弱い。そのため、傾斜における山くずれ、地すべりなども発生しやすくなり、今後より厳密な風化の工学への適用が可能で定量化が望まれる。



図① 熊野酸性岩(花崗斑岩)の風化概念図

(8) 断層と破碎帯

断層と破碎帯

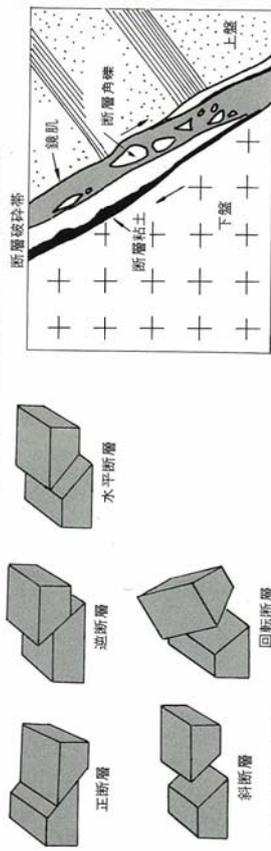
日本列島は地質時代の古くから激しい造構運動をうけ続け、最も新しい時代の第四紀に入ってから島弧変動と呼ばれる著しい変形の場におかれた。このため私たちの目にふれる岩盤には断層をはじめとする不連続面が卓越し、岩盤の強度を始めとする種々の土木特性に大きな影響を与えている。

断層は“岩石の破壊により生じた不連続面のうち、両側の岩盤に相対的変位が認められるもの”をいう(図①)。断層面を境に上側の岩盤を上盤と呼び下側を下盤と呼ぶ。断層面のなかには鏡面と呼ばれる光沢のあるすべり面を生じた面や、開離した断層面に沿って両側の岩盤の破壊された断層粘土・断層角礫などがみられることが多い(図②)。断層がある範囲に集中して存在するものは破碎帯と呼ばれ、その周辺にまでせん断応力が広く働き破砕が及んでいるものはせん断帯と呼ばれている。

●調査と土木的重要性

断層の存在は、現地で行なう地質調査や物理探査・地形解析により認知されるが、実際には断層面が侵食されて凹地になって新しい堆積物により覆われていて確認できないことが多い。現地での地質調査は、1)地質構造の急激な変化、2)地層・岩相の急激な変化、3)ボーリングや物理探査による不連続面の確認、などの情報から断層を推定する。断層の存在する位置は破砕のためろくろく周辺地域に比べて侵食が進むため、航空写真や地形図における線構造(リニアメント)としてあらわられることがある。

地質学的な意味での断層は、その場における応力状態、変位の深さや速さ、方向など断層の形成に関する情報を与えてくれる。土木・建設施工に当っては、断層の不連続性が与える、基礎、ダム、トンネル、地下空洞などの工事への影響を考慮しなくてはならない。すなわち、この不連続構造は岩盤の力学的性質や透水性に大きな影響を及ぼし、施工時の湧水、落盤、断層活動に起因する建築物の破壊、また崩壊や落石などの自然災害をもたらす原因となる。断層には現在も活動する可能性のある活断層(226頁参照)とは当然取扱い方を区別するべきであろう。



図② 断層と断層破碎帯の模式図

図① 断層の形態

① 沖縄の結晶片岩にみられる小断層(沖縄県国頭郡本部町)



② 北陸グリーンタフ(砂泥互層)中の断層(富山県埴谷郡山田村)



③ 近畿地方の有馬層群(流紋岩質火砕岩)中の断層破碎帯(兵庫県多可郡黒田庄町)



④ 近畿地方の鈴鹿花崗岩中の断層と破碎帯(奈良県奈良市柳生)



活断層

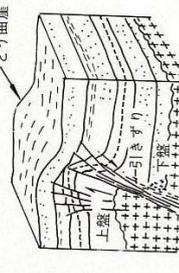
日本のように激しい造構運動をうけてきた地域には多くの断層がみられる。このなかでも、活断層は地震活動に密接に関連することから、近年特に注目されている。活断層は“最近に活動した、または第四紀に活動した断層で、将来も活動することが推察されるもの”と定義され、この大部分は地震断層に属している。地震を伴わず徐々に動く断層はクリープ断層と呼ばれる。また、断層の変位方向から縦ずれ活断層、横ずれ活断層に分けられている(図①)。

活断層の分布は、日本列島の地質構造や大地形と深く関係し、特に中部地方から近畿地方にかけては密に分布している(図②)。おもな活断層には四国—紀伊半島地域の中央構造線(M)、中部地方の丹那断層(T)、阿寺断層(A)、糸魚川—静岡構造線(I)などがある。

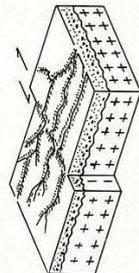
●調査と土木的重要性

広域的な断層調査は、航空写真や地形図から変位地形の判読が行なわれる。特に活断層は侵食の影響が少ないため、地形的に連続する谷地形や河川、崖などの地形境界が線構造(リニアメント)や地形の急変線としてあらわれられる。しかし新しい地層が分布する地域では地層のずれは彎曲のため断層面としてあらわれないこともある。リニアメントは、あくまでも活断層の可能性を示すものであり、実際の確認には断層、または断層で生じたと思われる堆積物や地形面の変位が認められなければならない。

活断層は、現在でもなお活動を続けている断層である。すなわち、最近の地質時代に活動をくり返している断層は、近い将来に再び動き、将来の大地震の震源となる可能性をもっている。近年では従来の研究方法に加え、トレンチ法と呼ばれる活断層を掘り出す方法や、断層破砕帯から変位や年代情報を引き出す方法が用いられ、地震予知にも役立てられている。

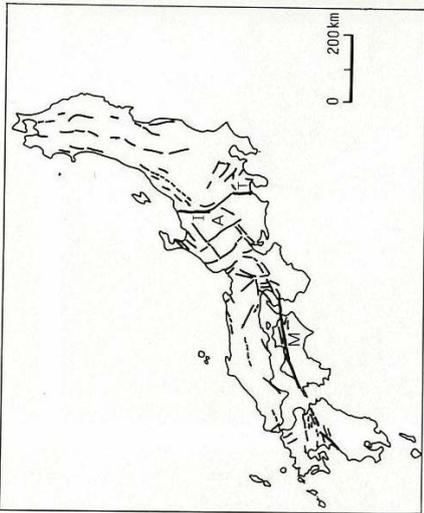


(a) 縦ずれ活断層



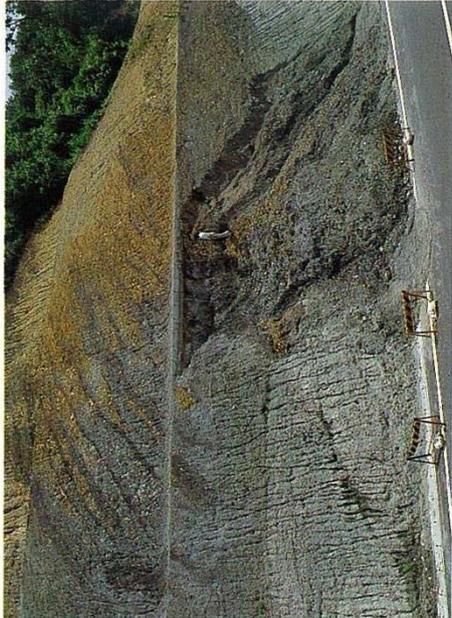
(b) 横ずれ活断層

図① 活断層の模式図
活断層研究会(1980)：日本の活断層一分布図
と資料、東大出版会



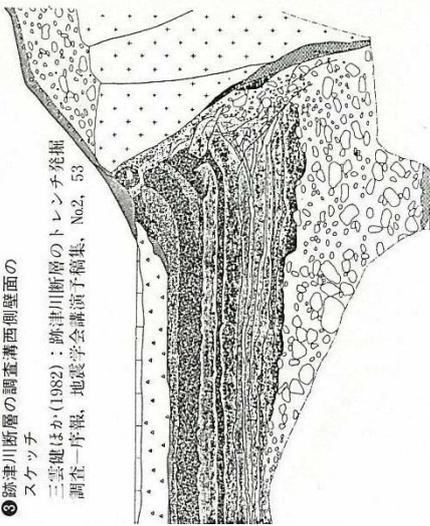
図② 日本の活断層
藤田和夫(1982)：日本列島砂山論、小学館

① 根来活断層による和泉砂岩の破砕部(和歌山県那賀郡岩出町根来寺)



③ 跡津川断層の調査溝西側壁面のスケッチ

三雲健ほか(1982)：跡津川断層のトレンチ発掘調査一序報、地震学会講演予稿集、No.2, 53



② 根来活断層による和泉砂岩の破砕部(和泉砂岩中) (和歌山県那賀郡岩出町根来寺)



④ 洞爺湖温泉の活断層 (北海道虻田郡虻田町洞爺湖温泉)

褶曲

褶曲は造山帯を特徴づける“岩石の層状構造が、曲面状に配置がえするような変形構造”であり(図①)、日本列島に分布する中・古生層をはじめ、新生代層にもしばしばみられる。

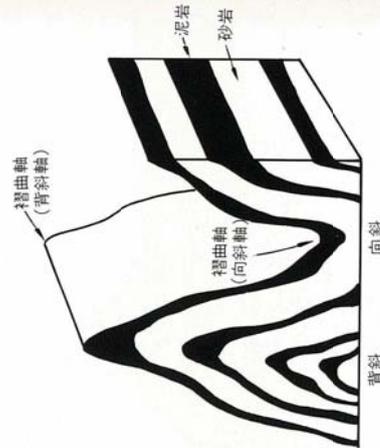
褶曲の形成は地殻変動に伴う構造運動がその発生原因であり、岩石内部の各点が連続的かつ非可逆的な一様でない変位を受けたために生じる構造形態の変化を意味している。すなわち、地質体のもつ層理面の物性や層理面に境された岩石の物性の違い一相対的に変形しにくいコンピテント層と相対的に変形しやすいインコンピテント層一が褶曲の形成に大きく関係し、層理面などの面構造がすべりをおこしやすい場所となっている。

褶曲は、これを形成する応力の様式から、1)地層面に平行する方向からの圧縮力による**座屈褶曲**、2)地層面に直交する方向からの外力による**曲げ褶曲**、3)地球の重力効果により発生する**ダイアピル褶曲**、に分けられ、複雑な褶曲作用もこれらの重なりあつたものとしてとらえられている。

●調査と土木的重要性

褶曲の研究は岩盤の過去における変動特性を明らかにするために、いつの時代に、いかなる場所において、どのような形成機構のもとで、どのような褶曲が形成されたかが調べられている。この結果、特に広域変成岩地域においてしばしば観察される微褶曲は、より大きな褶曲構造と密接に関係していることが多く、この場合微褶曲の褶曲軸や劈開面は、全体のそれとはほぼ一致することが(図②)、また活褶曲と呼ばれる現在変形が進行中の褶曲作用が存在し、現地形の変化としてとらえられることが明らかとなってきている。

褶曲をうけた岩盤は著しい変形のため節理や劈開などの割れ目が多くみられ、特に褶曲軸部では変形の集中がおこるため亀裂の発達が著しい。また褶曲構造が普通に見られる結晶片岩は板状鉱物や柱状鉱物の面状配列による片理構造も加わり多くの不連続面が存在する。



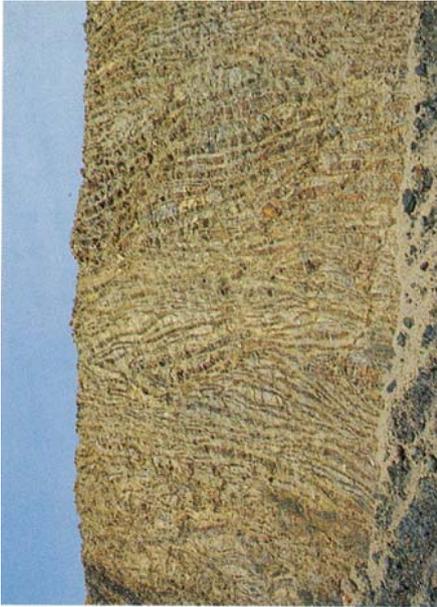
図① 褶曲の形態



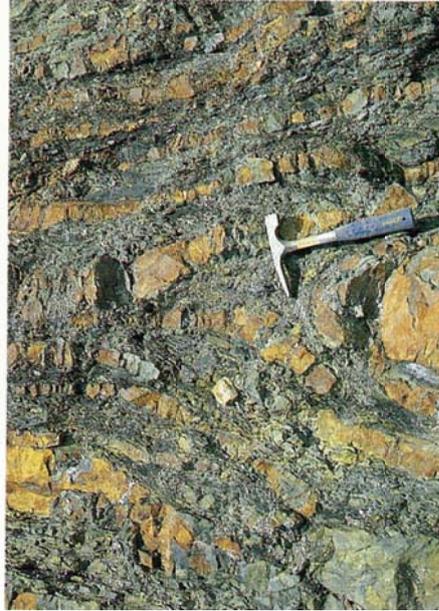
図② 大褶曲と小褶曲
インコンピテント層(白地部)、コンピテント層(黒筋部)
H. Ramberg (1964)より

1)たとえば、原部夫、嶋本利彦(1979):地質構造の形成、地球科学、岩波書店

(10) 褶曲



①半婁層群の砂泥互層中にみられる閉じた複褶曲(三重県熊野市下市木・志原)



②半婁層群の閉じた複褶曲(三重県熊野市下市木・志原)



③有田層の砂泥互層中にみられる褶曲(和歌山県有田郡湯浅町森崎)

節理 (I)

岩盤には種々の不連続面や潜在的な弱面があり、節理はこのなかでも最も普遍的な構造であって、“岩石中にみられる明瞭な割れ目で、割れ目の面に平行な方向への相対的な変化が全くないか、あってもごくわずかなもの”である。一つの岩盤において、一定の方向に平行な群をなし規則的に配列する節理群を一つの節理系と呼び、節理系ごとに節理間隔や節理面の性質が異なることが多い。

節理の分類は、形態・スケール・地層の走向傾斜との関係などから行なわれ、主応力との関係からは引張り節理、せん断節理に分けられる。後者では2方向の節理が共役節理を形成し、糸線や鏡肌をもつ節理面となることがある。

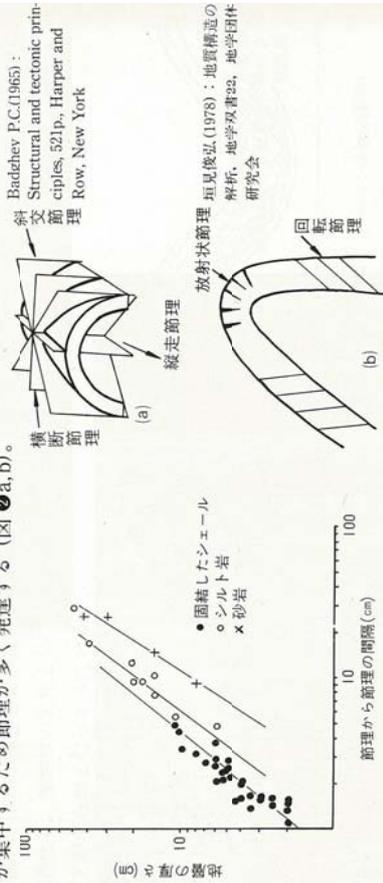
節理には広域的な造構運動とは別の原因により生じた柱状節理・板状節理と呼ばれている冷却節理、堆積岩の乾燥収縮による乾燥節理、風化による風化節理などがある。

このような節理は比較的そのメカニズムが明らかであるが、実際の岩盤は非造構要素に加えて過去の応力履歴による構造要素が複合し複雑な様相を呈する。したがって、節理の調査は詳細な性状の観察、記録に加え、周辺の岩盤の地質構造や構造発達史の理解に基づきマクロな観点も必要である。

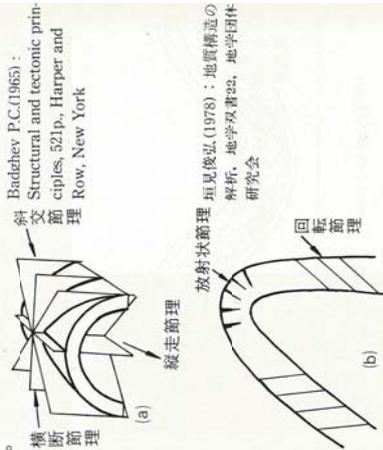
●堆積岩の節理

堆積岩、特に砂泥互層の砂岩部には層理面に直角方向の節理が、泥質部では層理面と平行な節理が発達することが多い。一般に堆積岩の節理は、1) 岩相が粗粒から細粒になるに従い増加し、2) 層厚が厚くなるに従い減少する(図①)。

褶曲した地層の節理は、縦走節理、斜交節理、横断節理に区分され、極部的にみえた場合には褶曲軸部に放射状節理が、また翼部に地層面と斜交する回転節理が発達する。特に軸部は変形応力が集中するため節理が多く発達する(図②a,b)。



図① 地層と節理の頻度の関係
木村孝(1980);地質雑, 86, 105-118



図② 褶曲構造と節理

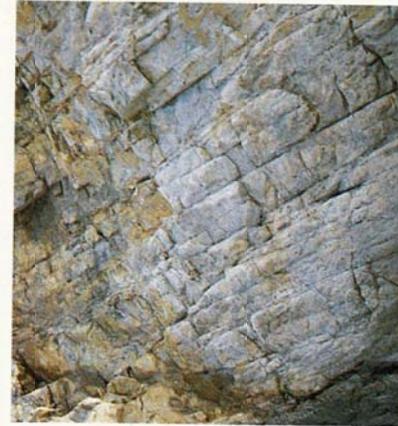
① 南部北上帯の中・古生層の節理に平行な節理系 (宮城県石巻市湊)



② 和泉砂岩中の共役節理 (大阪府泉佐野市大木)



③ 三郡変成岩一弱変成岩—にみられる共役節理 (山口県徳山市給島)



④ 須家変成岩—弱変成岩—にみられる節理 (山口県光市重積)

節理 (II)

●火成岩の節理

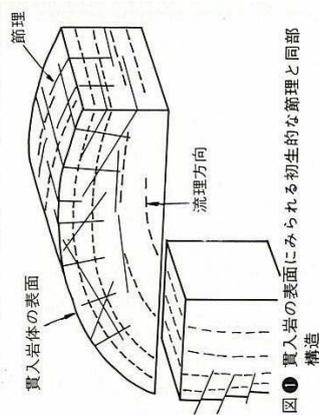
火山岩や貫入岩などが冷却し固結した岩盤には、しばしば収縮による冷却節理が発達する。冷却節理は急冷面に直交する多角形柱状の柱状節理と冷却面に平行な板状節理からなり、柱状節理の断面はしばしば六角形状の形態をなしている。冷却節理の発達する貫入岩の初生的な節理を示す(図①)。

斜面安定の点から、近年シーテイング節理が注目されてきている。シーテイング節理は荷重の除去一岩体をおおっていった物質の侵食作用による除去のために生じた地表面にほぼ平行な走向と傾斜をもつ節理で、表面はほど、また谷地形ほどその傾度が高くなる傾向がある(図②)。火成岩のほか、塊状の砂岩や礫岩にもみられることがある。

●調査と土木的重要性

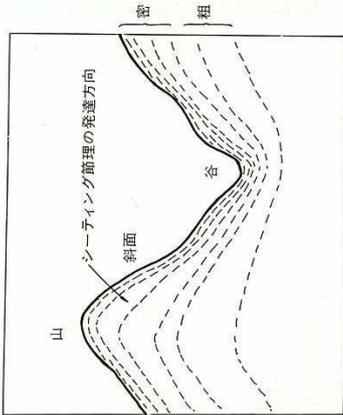
節理は断層の 10^5 倍以上の発生頻度をもち、火成岩、変成岩、堆積岩を問わず第四紀の未固結な地層にまでみられる。このため、岩盤全体の力学的挙動は節理の状態に左右される場合が多い。節理の傾度は、岩石中に蓄積されるひずみエネルギーと比例関係をもち、岩石の弾性係数に関係すると考えられている¹⁾。堆積岩の場合、単層の厚さと堆積物の粒径との相関がみられる場合が多い(230頁参照)。しかし、一般の岩盤では成因や時期を異にする複数の節理が発達するため、トータルな節理系の定量的把握には、今後も技術・理論両面でのつみかさねが期待される。

節理は流れ盤やトッピングをなし岩盤の崩壊や落石を引き起こす要因となる。トッピング破壊は、岩塊の回転要素が重要な働きをする斜面破壊で、節理などの不連続面を分離した柱状・ブロック状の岩盤が、斜面前方に傾斜・屈曲し崩壊していく。

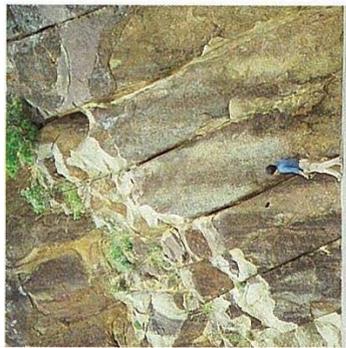


図① 貫入岩の表面にみられる初生的な節理と同部構造

Cloos, H. (1936): 16th Int. Geol. Congr. Rup. 1.235



図② 地形とシーテイング節理の関係の模式図
土木学会 (1975) を一部改変



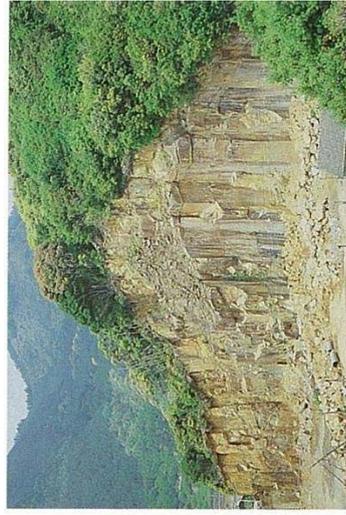
① 熊野酸性岩一花崗斑岩一の柱状節理 (三重県熊野市大泊)



④ 北九州の玄武岩にみられる柱状節理 (長崎県藤津郡太良町)



⑥ 鈴鹿花崗岩の節理 (三重県鈴鹿郡鈴鹿峠)



② 熊野酸性岩一花崗斑岩一の柱状節理 (三重県熊野市大泊)



⑤ 鮮新世の安山岩にみられる板状節理 (長崎県藤津郡太良町)

1) Price, N.J. (1967): Mechanics of Jointing in rocks, McGraw-Hill, N.Y.
2) Müller, L. (1968): Felsmechanik und Ingenieurgeologie. Vol.6, No.1, 1-91.

片理

片理は結晶片岩と呼ばれる広域変成岩に特徴的にみられる，“岩石内の雲母・緑泥石・滑石など板状結晶や角閃石・緑閃石などの柱状結晶が一定方向に配列して生じる面状の構造”である(図①、②)。この面構造は、長期にわたる激しい圧縮変形と高い温度・圧力条件のもとで形成されたもので、その成因については、1)層面に垂直な圧縮応力のもとで、静止した状態のまま再結晶と圧縮方向への結晶の成長がおこった、または2)層面と平行の層流が生じ結晶の配列がおこった、と考えられている。

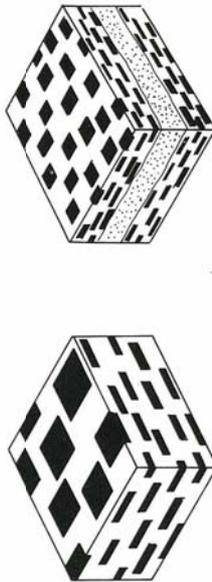
●調査と土木的重要性

片理は原岩の堆積面(層理面)とほぼ平行に発達することが多く、その状態は変成度の強弱や原岩の種類・構造に支配されている。一般に片理は、薄い互層部や泥質岩に発達して見られ、それに比べ塊状の砂岩部や厚い緑色岩では不明瞭なことがある。

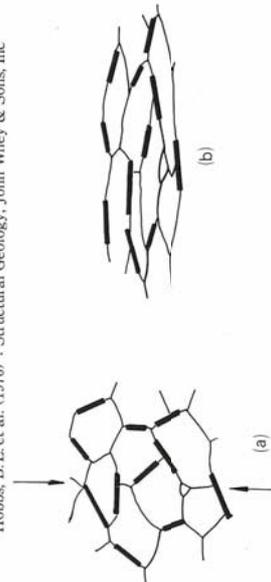
片理と類似の面構造には劈開、片麻状構造(縮状構造)があり、これらの構造の違いは再結晶の程度で分けられている。劈開は変形作用により岩石に生じた細密で平行な面構造で、片理と同様に扱われることも多いが、普通には粘板岩のような変成作用の弱く、鉱物粒の小さいものに用いられることが多い。片麻状構造は、片理に比べより強い変成作用をうけたため、粗粒の再結晶鉱物を生じ、しばしば縮状の構造をもつ。

岩盤の力学的挙動における片理の動きは、著しい力学的異方性をもたらすことである。片理方向の剥離性が強い

ため、岩盤の強度の低下を引き起こし、地すべりや崩壊などの土砂災害を生じる要因ともなっている。片理の発達する広域変成岩は、その長期にわたる変形のため褶曲や節理系が発達してみられ、岩盤全体の強度はこれらの要素を総括し、総合的に判断しなければならぬ。



図① 板状結晶のならび
結晶片岩の面構造(片理)
Hobbs, B.E. et al. (1976) : Structural Geology, John Wiley & Sons, Inc



図② 圧力による鉱物の配列変化(a)→(b)
Hobbs, B.E. et al. (1976) : Structural Geology, John Wiley & Sons, Inc

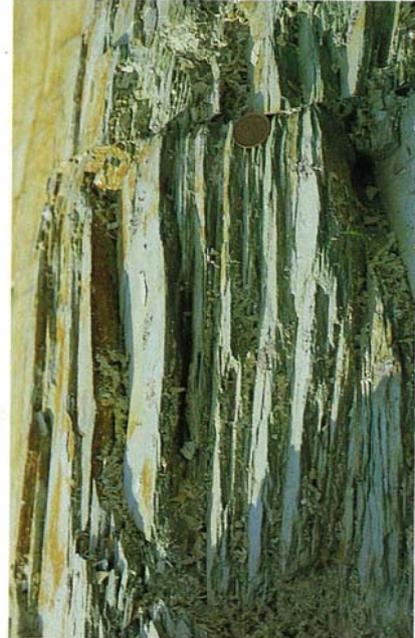
* 劈開には、方解石など特定の結晶面に平行に割れる現象にも用いられる。



①三波川帯の緑色片岩
(和歌山県和歌山市新和歌浦)



②三波川帯の泥質片岩
(愛媛県伊予郡広田村)



③三波川帯の緑色片岩
(和歌山県和歌山市新和歌浦)

層理

層理は堆積岩の形成過程において、“堆積物質・堆積条件の変化により生じた、層状の構造”であり、水中あるいは陸上における堆積状態を反映している。

層理面に挟まれた単層は、地層区分の最小単位であり、単層の集合したものを部層、部層の集合したものを累層、累層の集合したものを層群と呼んでいる。また、岩質の異なる数cm～数十cmの単層がくり返し重なりあった地層を互層と呼び、砂岩と泥岩からなる砂泥互層はごく普通にみられる堆積岩である。

層理に関係する堆積構造で、しばしば使用されるものには次のものがある(図①参照)。

(1)級化層理：1枚の単層内において、下部ほど粗粒に、上部ほど細粒の堆積物に移り変わる地層状態。

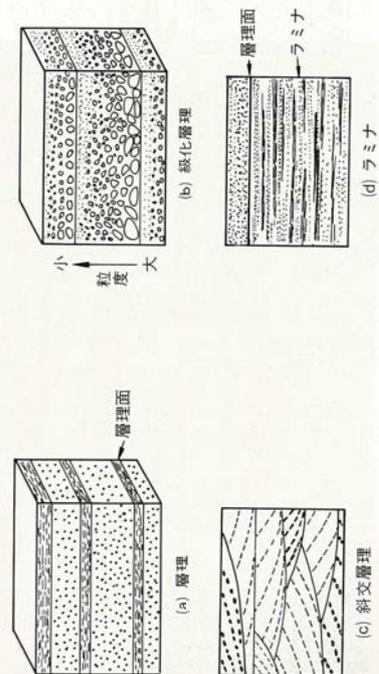
(2)斜交層理：層理面に斜交する内部層理やラミナをもつ地層状態。

(3)ラミナ：単層内部にみられる、堆積物の構成粒子の配列構造。

●調査と土木的重要性

堆積岩の構造で最も基本的な層理面の状態把握と追跡は、1)地質の連続と変形の状態、2)断層の位置や断層による地層のずれと方向、3)堆積様式と堆積環境、など調査地域の層序・構造を解く重要な手がかりとなる。

堆積岩は長い期間の続成作用をうけて固結していくため、古い時代に形成された岩盤ほどより固結したものが多く、また、続成作用の過程で生じる脱水作用、粒子の変形・移動、およびこれに伴う間隙の減少の割合が岩石の種類により異なるため、特に頁岩、粘板岩、砂岩、チャートでは層理面が剥離性の強い不連続面としての動きをする。このように、層理面は地すべりや崩壊など斜面の破壊の原因となる場合があり、1)層理面の走向・傾斜と斜面の方向、2)層理面の性質、3)透水層と不透水層の分布、などの把握をし工事を進めていく必要がある。



図① 層理の種類

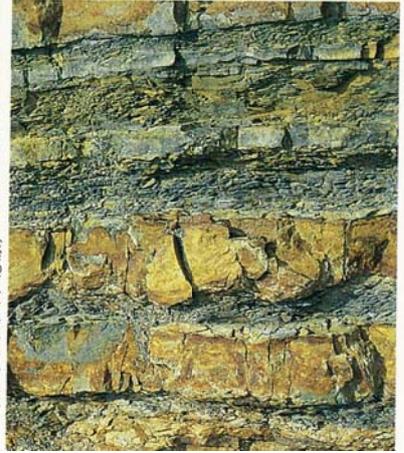
① 北部フォッサマグナ地域の砂泥互層
(長野県北安曇郡八坂村)



② 北陸グリーンターフ地域の砂泥互層
(富山県埴谷郡山田村)



③ 半量層群の砂泥互層
三重県熊野市下市木、志原)



④ 南部北上帯の三重系(スレート)にみられるラミナ(宮城県石巻市湊)



流れ盤

流れ盤とは“地質体のもつ面構造が地表斜面に対して平行またはそれに近い関係にあること”で、面構造には、堆積岩の層理面、結晶片岩の片理面、また岩盤に普遍的にみられる節理が含まれる。この関係とは逆に、“地質体のもつ面構造が地表斜面に対して交差の関係にあること”は受け盤と呼ばれる。

岩盤の構造が流れ盤をなすか、あるいは受け盤をなすかということは、土木施工において、特に地すべりや崩壊の危険性を議論するうえで重要な要素となってくる。

●調査と土木的重要性

我々が取り扱っている岩盤には多くの面構造がみられる。たとえば堆積岩には層理面が、結晶片岩などの広域変成岩には片麻状構造、片理、劈開が、また火成岩を含むあらゆる岩盤には節理系が発達している。

これらの面構造はしばしば岩盤における不連続面を形成し、岩盤の異方性や強度に大きく影響を与えている。特に流れ盤は斜面方向の不連続面をなし、のり面や斜面の地すべりや崩壊を引き起こす可能性が高い。図①には、おもな斜面破壊の形式とそれを生じる面構造との関係をあらわしている。流れ盤に限らず、岩盤のもつ面構造は崩壊を引き起こす原因となり、かつ崩壊が生じたときの規模と形態を規制する働きをもっている。

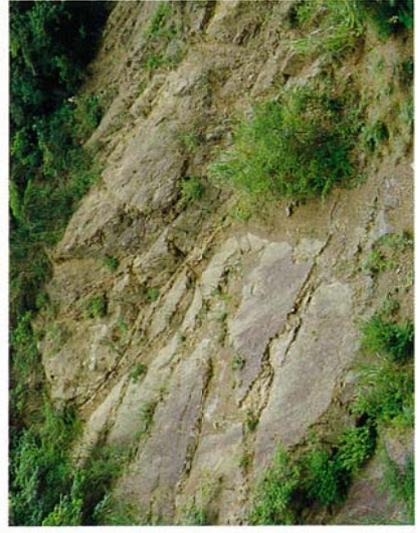
流れ盤の形成には岩盤の面構造の方向性が深く関係することから、この調査は、地質調査の段階において岩盤の構造を正確に把握する必要がある。また、面構造の性質と種類は、岩盤の有する性質と二次的な造構運動、風化・変質作用と密接に関連しており、岩相の変化（不透水層と透水層）・粘土鉱物のほさみ・面の起伏の状態などの記載とこの評価が、斜面安定を考えるうえで重要となってくる。



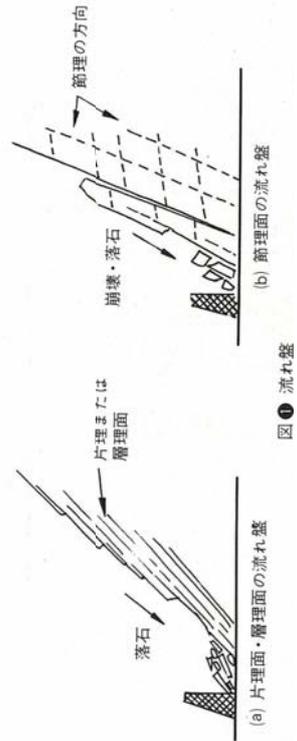
①三波川帯の結晶片岩の片理面
(和歌山県海南市木津周辺)



②グリーンタフ地域の砂泥互層の層理面
(長野県北安曇郡八坂村)



③和泉砂岩の層理
(大阪府泉佐野市大木)

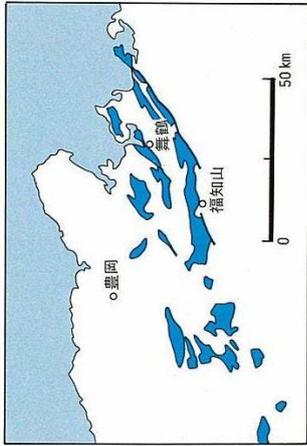


図① 流れ盤

参考資料-2 近畿の地質

夜久野塩基性岩類

撮影場所：京都府福知山市岩井



●分布と形成の背景

夜久野塩基性岩類は福井県、京都府、岡山県に分布し、古生代二疊紀末期頃まで(約2.8~2.4億年前)に形成した塩基性の複合火成岩岩盤からなる。同様の岩盤は、西方の広島県東部まで断続的に分布している。

本岩類の分布の南側は丹波帯と比較的低角度の断層で接し、北側は舞鶴層群、夜久野層群と高角の断層で接しており、内部は断層により数km規模の岩塊に分割されている。

最近では、本岩類について、1)地向斜の地下深所で形成されたせん断帯に沿って上昇してきた火成岩体と、地向斜に噴出した海底溶岩の集合体である、2)オフオライト^{*}複合岩体を形成する(東部地域)、などの考え方があ

●特徴と見分け方

夜久野塩基性岩類は塩基性の火山岩も含めて、1)玄武岩、凝灰岩、泥岩、2)斑レイ岩、変斑レイ岩、3)輝岩、4)ダナイト、5)ハルツババージャイト、からなり、このほか石英閃緑岩、蛇紋岩もみられる。

1)には、枕状溶岩、ハイアロクラスタイト^{**}などの水中相を示すものも多く、また、岩石は変成作用をうけている。泥岩源のものはホルンフェルス状の組織を有している。

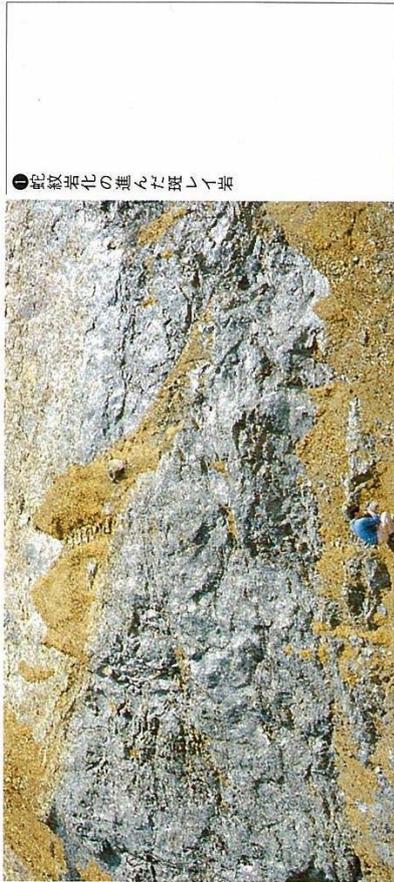
これらの岩石は、ブロック的な分布のため相互の地質学的関係は明らかではないが、1)から5)の順序で上から下へ重なり、1つの複合岩体(オフオライト)を形成していると考えられている。福知山市周辺では、斑レイ岩(～閃緑岩)がほぼ東西方向の断層に沿って分布し、場所により著しく蛇紋岩化されている(写真①、②、③)。岩盤は蛇紋岩化や構造運動の影響をうけ、不規則に細粉ざれていることが多い(写真④)。斑レイ岩の原組織は有しているが、蛇紋岩化のため、露頭は光沢のある暗緑色～暗青色を呈している。

●土本的特性

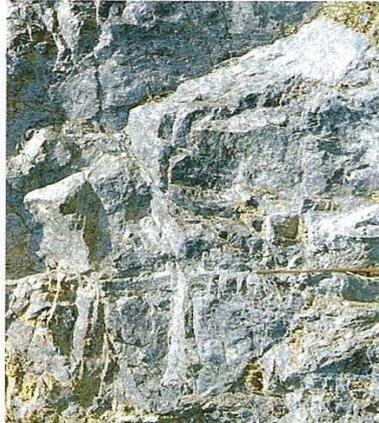
カンラン岩、斑レイ岩の弾性波速度は、新鮮な状態ではBランクに属し、5.48~4.00km/secまでの幅をもっており、平均値は4.78km/secであるが、本岩類のような構造運動や変成作用をうけた岩盤では、より低い弾性波速度を示すものと考えられる。

^{*} オフオライト：地向斜形成初期の苦鉄質火成岩。一般には海底における多量の溶岩流により生じたと考えられている。

^{**} ハイアロクラスタイト：玄武岩質の溶岩が水中で急冷されたため、表層部にできるガラス質小片からなる岩石。



① 蛇紋岩化の進んだ斑レイ岩



② 変質をうけた斑レイ岩



③ 蛇紋岩化や構造運動のためブロック化した斑レイ岩



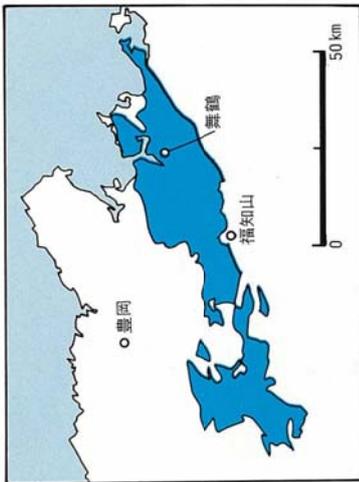
④ 斑レイ岩の鏡下写真(Py:輝石, Pl:斜長石)(×20倍)



⑤ 火成岩組織を残している斑レイ岩

舞鶴帯の緑色岩類

撮影場所：京都府舞鶴市・上山・大山



● 分布と形成の背景

舞鶴帯に分布する緑色岩類は福井県、京都府、兵庫県、岡山県に分布する夜久野岩類と呼ばれるものであり、二疊紀末頃まで(約2.5億年前)に形成された火山岩岩盤・深成岩岩盤である。同様の岩盤は広島県にもみられる。

この緑色岩類は、オフィオライトと呼ばれるもので海底火山噴出物、塩基性侵入岩類、さらに海洋性地殻下部の超塩基性岩類が認められ、これには海洋底変成作用の痕跡も認められる。これらの後に三都変成作用をうけ変質している。夜久野岩類は三疊紀のもっとも激しい変動時に、丹波帯の丹波層群の堆積岩類の上に衝上したものである¹⁾。

● 特徴と見分け方

緑色岩類は塩基性火山岩—玄武岩溶岩、枕状溶岩、玄武岩質ハイアロクラスタイト、凝灰岩などや塩基性侵入岩類—斑レイ岩、輝緑岩、超塩基性岩—が、一部は緑泥石化や陽起石化などの変質をうけ、斜長石は緑レン石、パンペリー石、曹長石の低変成鉱物細粒集合体となり緑色を呈する岩石となっている。

岩相のうえでは同一種の暗緑色—暗緑青色を呈する岩盤であっても、きわめて顕著に発達する不規則な割れ目により大小のプロック化がみられ、一般に不良な岩盤といえる。割れ目による数cm～数十cmのプロック化はきわめて顕著であり露頭のいたるところで小規模な落石がみられる(写真①、②、③)。火成岩に特徴的である規則的な節理系は発達しない。

● 土木的特性

中・古生代の輝緑凝灰岩の弾性波速度は、新鮮な状態ではBランクに属し、5.22～3.40km/secの幅をもっており、平均値は4.47±0.5km/secであり、このなかでも古生代のもものは中生代のものに比べてやや高い値を示している。

現地で測定したシミュットハンマーの反発値は、新鮮で塊状の緑色岩では60～68を示し、やせん断をうけた岩石では20～54とかなりの幅を示した。

夜久野岩類は著しいプロック化や緑泥石化・陽起石化などの変質作用のため、きわめて不良な岩盤であり、斜面やトンネルの安定を考える上では慎重な判断が望まれる。

* 緑泥石化：熱水変質の一種で、岩石中に多量の緑泥石が生成し変質岩となる作用。

1) 石渡 明(1978)：舞鶴帯南部の夜久野オフィオライト，地球科学，32，6，301—310

① 緑色岩(玄武岩)の採石場



③ 著しくせん断をうけた緑色岩



② 緑色岩内の不規則に発達する節理と落石

④ 緑色を呈する自然砕落岩

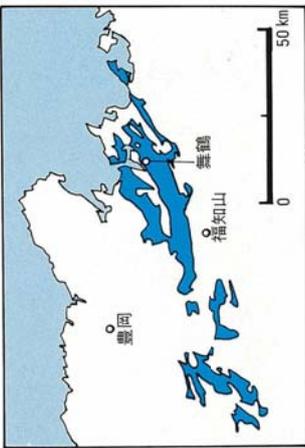


⑤ 緑色を呈する玄武岩溶岩



舞鶴層群・夜久野層群

撮影場所：京都府舞鶴市別所ほか



●分布と形成の背景

舞鶴層群・夜久野層群は福井県、京都府、兵庫県、岡山県に分布する堆積岩岩盤である。同様の岩盤は広島県まで追跡できる。

夜久野層群(下部～中部三畳系, 約2.4～2.2億年前)は舞鶴層群(中～上部二畳系, 約2.6～2.4億年前)を不整合に覆っている。また、舞鶴層群には上部三畳系の難波江層群も散在的に分布している。

これらの地層の形成は陸地に近い浅海性の堆積環境から、地角斜内の部分的な上界帯に伴うモラッセ相の形成環境への変化を反映したものと考えられ、二畳紀中期から三畳紀末にかけて生じた大きな変動の産物である。

●特徴と見分け方

舞鶴層群は、下位より、1) 多量の塩基性火砕岩、2) 粘板岩、3) 砂岩および頁岩との互層(写真①、②、③)でかなりの量の礫岩を伴う、地層からなり、チャートは認められない。また、舞鶴層群の中・上部層は火山岩類を含み、花崗岩礫を含む礫岩が発達することから、南部北上山地の薄衣礫岩や登米層に対比されている。

夜久野層群は、舞鶴層群を斜交不整合におおひ、下部では砂岩・礫岩、中・細粒砂岩、頁岩のそれぞれ優勢な地層(写真④、⑤)が北側から南側に配列している。中部では顕著な岩相変化はみられず、大部分泥岩からなっている。

難波江層群は厚さ数十m前後の頁岩と砂岩の互層を主としている。

砂岩・泥岩互層部では、層理が顕著にみられ、地層は一般に急傾斜である(写真①)。また、岩相により異なる細かいスケール(数cm～十数cm)の割れ目が発達するため、一般に規則的な節理系はみられない(写真②、③、④)。

●土的特性

古生代堆積岩互層の弾性波速度は、新鮮な状態ではBランクに属し、5.30～2.64 km/secの幅をもち、平均値は4.20±0.08 km/secである。

岩盤の強度を問題とする場合、たとえば舞鶴層群と夜久野層群の形成された年代(古生層と中生層)の違いよりも、互層部・塊状部といった岩相の違いや地域差が大きい場合がある。このことは堆積岩に限らず、他の岩石にもあてはまり、岩盤の特徴をとらえていく上で重要な要素である。

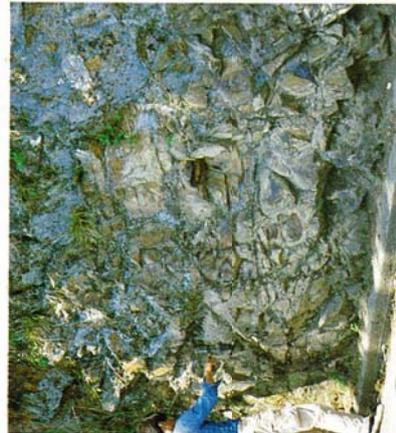
*モラッセ相：地角斜による堆積物形成とその後の造山運動における、後造山期の浅い海の堆積物相。



① 砂岩泥岩互層の切り立った層



② 五層部の節理の様子



③ 塊状の砂岩部一節理によるブロック化



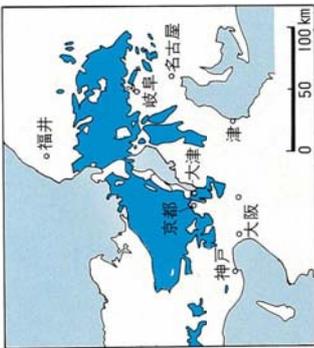
④ 割離性の発達した泥岩部



⑤ 暗緑色の泥岩の近接写真

丹波帯の中・古生層

撮影場所：京都府福知山市口穂原、兵庫県氷上郡青理町大野



●分布と形成の背景

丹波帯の地層群は丹波層群と呼ばれ、福井県、滋賀県、京都府、大阪府に分布する石炭紀～ジュラ紀(約3～1.5億年前)に形成された堆積岩岩盤からなっている。琵琶湖西方を以てした花折断層をはさみ、丹波帯の東側にはこれと同様の美濃帯の地層が長野県、岐阜県、愛知県、三重県、滋賀県、福井県に分布している。

丹波層群は、泥質岩、砂岩、チャート、塩基性岩、石灰岩などの厚い地向斜相よりなる。地層は低度の変成作用をうけている。

美濃・丹波帯の中生代変動で重要な点は、塩基性岩類およびこれに伴われるチャートが低緯度地域で形成されたことを示唆する地磁気学的情報を提供することから、これらの岩石が低緯度地域から移動し、現地性の堆積物と混在するという造構作用があったらしいことである。

●特徴と見分け方

丹波帯の地層は塩基性岩、チャート、石灰岩、珪質泥岩、砂質岩、泥岩からなり、海底地すべり堆積物としてのオリストロームを多量に伴うことを特徴としている。

注目すべき点は、ジュラ系にみられるオリストロームである。本帯の北縁部地域において、より古い時代のチャート・緑色岩などの数cm～2 kmに及ぶ大小の岩塊が、著しく変形された泥質岩中にとり込まれている。

本帯の地層は中央部の東西方向にのびる大褶曲軸と、これに伴う多数の背斜、向斜をもつ複雑な斜構造がみられる。このような褶曲のため、岩盤には一般に不規則かつ多数の節理が発達する(写真①、②、③)。また、褶曲作用に関連してきたた小さな微褶曲が、特に泥岩中で、よく観察される(写真⑤)。

●土的特性

京都北西部の丹波層群の弾性波速度は、新鮮な場合Bランクに属し、5.24～3.93km/secの幅をもっており、平均値は4.38km/secである。シミュットハントマーの反発値は固結したチャート・砂岩で56～70を示した。

褶曲を主とする造構運動のために、岩盤中には割れ目が発達することが多い。割れ目の岩相による違いは、風化の進行とともに解消される傾向があるが(写真④)、固結部ではこの差は大きく、同一岩相内でもブロック化の発達形式が異なっている(写真①、②)。

*オリストローム：泥質岩層からなる地層群が、海底地すべりによって遠方に移動し再堆積したもの。

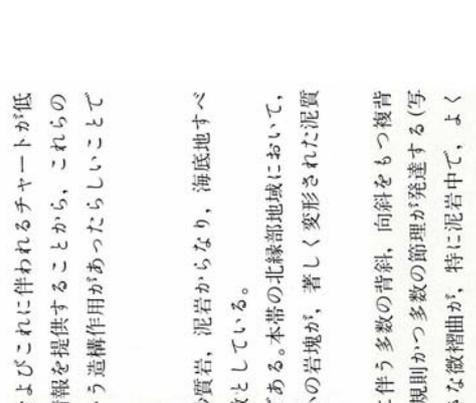
① 著しくせん断された丹波帯の岩盤



② 風化の進んだ砂岩(S)と泥岩(M)



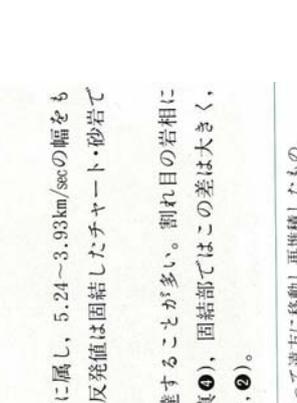
③ 節理のため小さくブロック化した砂岩



④ 微褶曲構造をもつ泥質岩

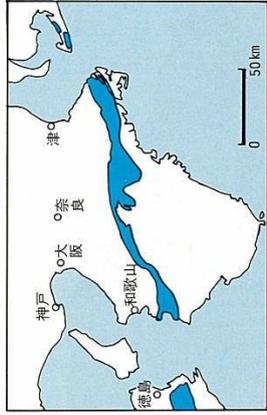


⑤ 砂岩中に発達するカルサイト脈



近畿地方の秩父帯 中・古生層

撮影場所：和歌山県日高郡由良町白崎



●分布と形成の背景

近畿地方周辺の秩父帯は、三重県、奈良県、和歌山県に分布する、石炭紀後半～ジュラ紀(約3～1.4億年前)に形成された堆積岩岩盤からなる。

紀伊半島以西では、秩父帯内に狭義の秩父帯、黒瀬川構造帯、三宝山帯の帯状の配列がみられる。本帯はまた北帯、中帯、南帯の3帯にも区分されることがあり、中帯に黒瀬川帯、南帯に三宝山帯が分布している。この帯状構造は地域差が大きく、帯区分が明瞭でない地域もある。また秩父累帯が欠如する地域なども知られており、現在詳しい調査が行なわれている。

秩父帯の形成には、三波川帯と黒瀬川帯の造構作用が密接にかかわっていたと考えられ、先白亜紀には黒瀬川帯を境にして北帯と南帯は異なる造構環境下にあったらしい¹⁾。

●特徴と見分け方

紀伊半島に分布する秩父帯中・古生層は、頁岩・砂岩・チャートをはじめとして、輝緑凝灰岩・石灰岩などよりなる。

和歌山県由良地域には、二畳系の白崎石灰岩と泥質岩を主体とする中生代ジュラ系由良層との斜交不整合関係がみられる(写真②、③)。石灰岩周辺には緑色岩類やチャートを含む地向斜の堆積層が発達しており、石灰岩体と同時に形成したのと考えられてきた。しかしその後の詳細な研究により、石灰岩体は周囲の地層とは層序的にも構造的にも不連続であり、周囲の地層は中生層であり、石灰岩は同一の構造線に沿ってあらわれたスラスト岩体として周辺の中生層中に衝上した。すなわち、ジュラ系由良層を伴う白崎石灰岩がスラスト岩体として周辺の中生層中に衝上して形成されたものと考えられる。

このように、紀伊半島中・西部の秩父帯南帯域では、二畳紀石灰岩と周囲の地層は、層序的な構造的に不連続であるか、スライド岩塊として衝上して形成されたものである。

石灰岩は塊状の均質な岩盤であり、海岸周辺では海侵や風侵により、侵食地形や洞くつが形成している(写真④、⑤)。

●土味的特性

紀伊半島に分布する中・古生代の堆積岩の弾性波速度は、新鮮な状態ではBランクに属し、5.50～3.61 km/secの幅をもっており、平均値は4.75±0.29 km/secである。

不整合面は、時代の異なる岩盤が接する一種の不連続面としてとらえることができる。

1) 第35回総会シンポジウムII世話人会(1982)：中生代の西南日本一研究の現状と課題，地球科学，36巻，104—114(2)八尾 昭(1975)：本州地向斜から四万十地向斜へ，地団研専報，19，131—141



①白崎の石灰岩



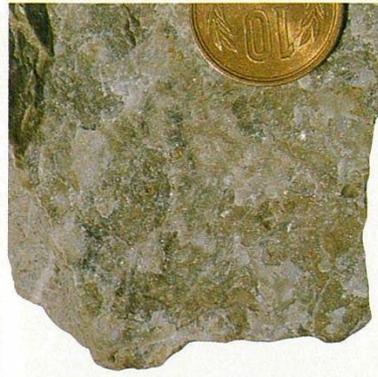
②白崎石灰岩と由良層



③白崎石灰岩と鐘乳洞



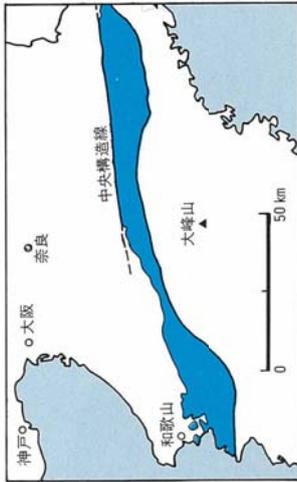
④白崎石灰岩(S)と由良層(Y)の不整合(U)



⑤石灰岩の近接写真

近畿地方の 三波川変成岩

撮影場所：和歌山県海南市木津周辺



●分布と形成の背景

近畿地方の三波川変成岩は、和歌山県、奈良県、三重県に分布する低温高压型変成岩岩盤からなり、変成作用はジュラ紀中頃であり(約2~1.5億年前)、原岩は新しいものが含まれることが明らかになっている。

三波川変成帯は関東山地から九州北東部にいたり、帯状に分布する変成帯である。近畿地方では、和歌山から伊勢にいたる地域に分布し、北側では中央構造線を境に和泉層群、領家花崗岩と接し、南側では御崎構造線を境に秩父中・古生層と接している。

近畿地方以西の三波川帯は、古くより変成温度の大規模な逆転構造の存在が明らかにされており、複雑な地質構造のために四国中央部を除き、その地質学的な意味づけは、現在でもなお明らかとされていない。

●特徴と見分け方

近畿地方に分布する三波川変成岩は、おもに塩基性片岩、泥質片岩、砂質片岩などの結晶片岩からなり、変成度の低い片岩や千枚岩もみられる。一般に分布域の北西側では点紋が発達し変成度の高い結晶片岩がみられ、南東側ではやや変成度の低い片岩が分布する。

和歌山県海南市周辺には、緑色を呈した美しい塩基性片岩が卓越してみられる(写真①~⑥)。塩基性片岩は、有色鉱物を多く含む塩基性火山岩が変成作用をうけ片岩化したもので、緑泥石、緑レン石、アクチノ閃石などの緑色鉱物を多量に含み、露頭でも緑色を呈することから緑色片岩とも呼ばれている。

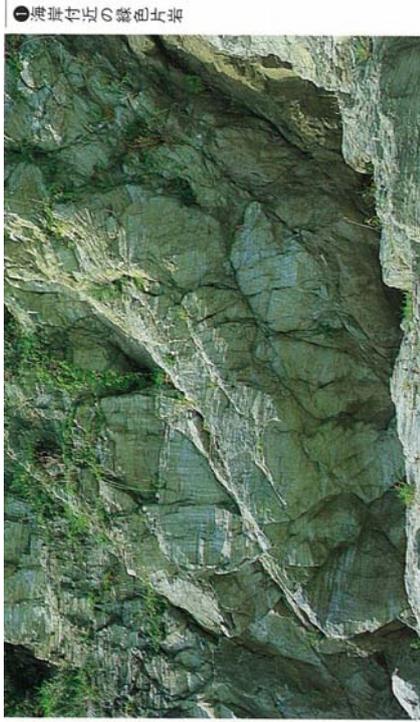
岩盤には層理に沿った片理がみられ(写真②)、塊状の岩中にも細かい片理の発達がみられる(写真③、⑤)。この片理に沿った節理面が卓越するが、このほか不規則な節理(写真④)、片理面に直交する節理もしばしば観察される。

●土本的特性

紀伊半島吉野川流域の結晶片岩の弾性波速度は、新鮮な状態ではBランクに属し、5.00~3.29 km/secの幅をもっており、平均値は4.12±0.15km/secである。

結晶片岩の片理は、岩盤における著しい力学的異方性をもたらす、かつ片理方向の割離性が強いために、岩盤強度の低下を引き起こす。

*点紋：結晶片岩中の肉眼で観察できる大きさをもつ曹長石斑状変晶。



① 海崖付近の緑色片岩



② 緑色片岩の片理と節理



③ 緑色片岩の片理と節理



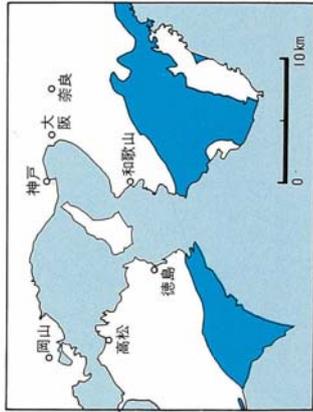
④ 細かく褶曲する結晶片岩



⑤ 緑色片岩の近接写真

四万十層群

撮影場所：三重県熊野市七色，日高郡美山村



●分布と形成の背景

四万十層群は関東地方から沖縄本島にわたり分布し、千葉県、東京都、埼玉県、山梨県、神奈川県、長野県、静岡県、三重県、奈良県、和歌山県、徳島県、高知県、愛媛県、大分県、宮崎県、熊本県、鹿児島県、沖縄県においてみることができ、その名称は四国の四万十川に由来する。

本層群は北側を仏像構造線により秋波帯と画され、西南日本の太平洋側に帯状の分布をなしている。東西方向の連続性はよいが南北方向には層相の変化が著しく、一般に顕著な断層（九州では延岡—紫尾山構造線、紀伊半島では御坊—萩構造線）により南北に二分され、紀伊半島ではジュラ系—白亜系からなる北側の日高川帯と第三系からなる南側の牟婁帯に区分される。

本層群は同地域に広がる四万十地向斜と呼ばれる堆積盆地で形成されたと考えられているが、近年プレートテクトニスの立場から、サブダクション帯においてはアクリーシオン・テクトニクスによる堆積物であるとの考え方も提唱されている。

●特徴と見分け方

四万十層群は大量の砂泥互層を主体とする地層からなり、礫岩、凝灰岩、塩基性岩類、チャート、石灰岩を少量伴う。大型の化石はまれにしか産しない。

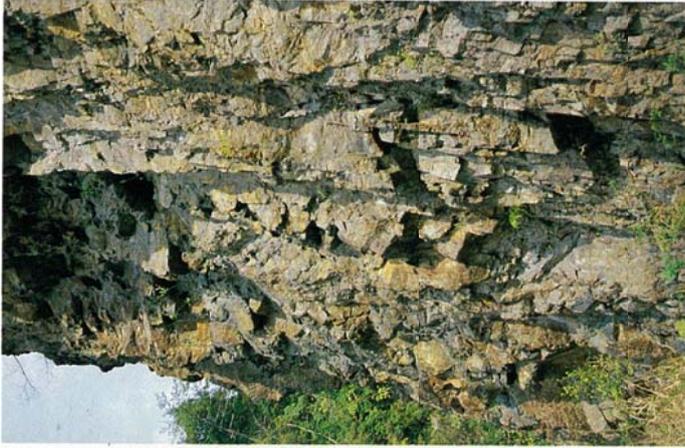
本層群は単調な岩相を示すが、その地質構造は他の同時代層に比べて複雑で多数の走向断層や褶曲がみられ、特に南帯では褶曲軸面が直立もしくは北に傾斜する等斜褶曲により特徴づけられる。さらに激しく破碎・変形をうけた部分がみられ、巨大な砂岩のブロックを含む泥岩相や巨大なスランプ構造など荒々しい岩相と構造を示している。

紀伊半島竜神～高野地域でも泥岩相が著しく破碎され数cmに細粉されている（写真②、③）。この原因としては構造的にせん断応力をうけ、またこのひずみか泥岩部に集中したためと考えられる。このような破碎がみられない地域でも地層が直立したり規則的な節理系が発達するなど著しい構造運動の過程がうかがえる（写真①、④）。

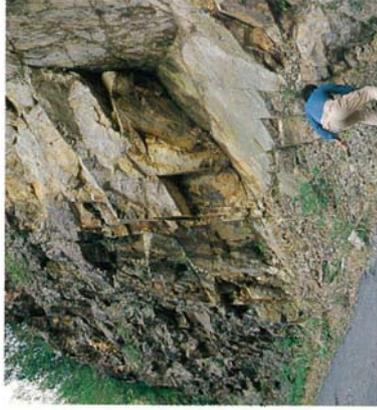
●土木的特性

紀伊半島の四万十層群(中生代)の弾性波速度は、新鮮な状態ではCランクに属し4.79～3.73の幅をもっており、平均値は4.32km/secである。

*サブダクション帯：一般に海洋プレートの沈み込む地帯で、これによって陸側に堆積物がつきあけてくる。



① 垂直近く傾斜した砂岩泥岩互層



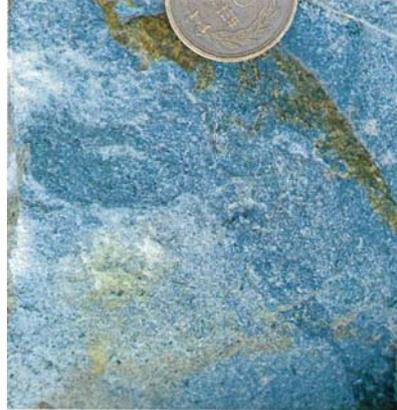
③ 塊状砂岩部の節理状態



④ 破砕帯の断層角礫



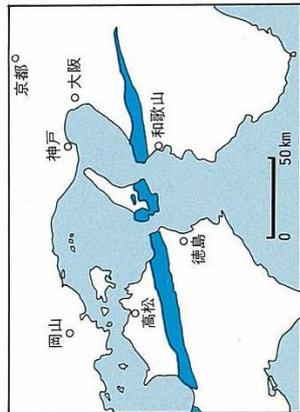
② 泥岩部のせん断断帯



⑤ よく固結した新鮮な砂岩

和泉層群

撮影場所：大阪府泉佐野市大木



●分布と形成の背景

和泉層群は三重県、奈良県、和歌山県、大阪府、徳島県、香川県、愛媛県に分布する白亜紀後期(約1億～6400万年前)の堆積岩岩盤であり、同種・同年代の岩盤は、御所浦層群、御船層群、姫浦層群、大野川層群と呼ばれ、熊本県、大分県に分布する。

和泉層群は白亜紀の東西方向にのびた狭長な堆積盆に形成されたもので、東部ほど上位の地層が基盤を覆うことにより、西から東へ堆積盆地の移動したことが知られており、南側の三波川変成岩と中央構造線により画され、北側の領家花崗岩・泉南層群を不整合に覆っている。

●特徴と見分け方

和泉層群は基底礫岩にはじまり、おもに砂岩、頁岩、礫岩およびこれらの有律互層よりなる(写真①、②、③、④)。層厚は7,000m。堆積相や層厚の側方変化が著しく、しばしば厚い砂岩がみられることが特徴である(写真⑤)。地層の大部分は海成層よりなり、アンモナイト、イノセラムスなどの化石を産し、多くの層準に酸性凝灰岩を挟入する。緑泥石を含むために青緑色を呈した“和泉石”と呼ばれる砂岩(写真⑥)を特徴的に産する。

堆積物の主要供給源は、北側に分布する領家花崗岩や白亜紀火山岩であるが、結晶片岩、塩基性火成岩に由来する結晶粒子、岩片も観察されている。

和泉層群の地質構造は、軸が東に傾いた非対称斜構造で特徴づけられ、一般に節理系の発達が目立ち、厚い砂岩ではみごとく共役節理(写真③)、互層部の砂岩では層理面に直交した節理、頁岩では細かい節理(写真②、④)が発達している。

互層部においては、岩質の違いによる風化・侵食の違いが顕著に現われ、節理密度の疎な砂岩部では凸に、頁岩部は凹になっている(写真④)。

●土的特性

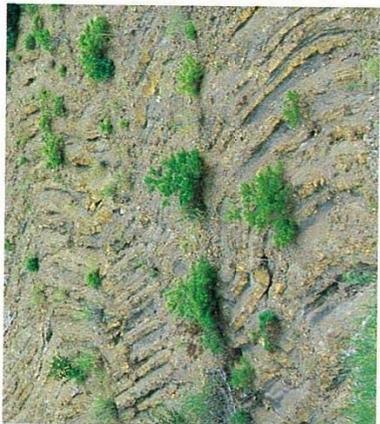
中生代砕屑岩(砂岩)の弾性波速度は新鮮な状態ではBランクに属し、5.31～2.70km/secの幅をもっており、平均値は4.18km/secである。

施工上注意を要する点としては、1)層理面の発達による流れ盤対策、2)砂岩部の節理系によるブロック化およびブロックの落石防止対策、3)頁岩と砂岩部の強度差による岩盤の不均一性などがある。

*共役節理：圧縮応力下でせん断面として生じた節理は、主圧縮応力軸に30°～45°で互いに斜交する一組をなすことが多く、これら一組の節理(系)は共役節理(系)と呼ばれる。



① 砂岩頁岩互層部と採石場



② 砂岩頁岩互層のゆるやかな褶曲



③ 塊状の砂岩に発達する共役節理



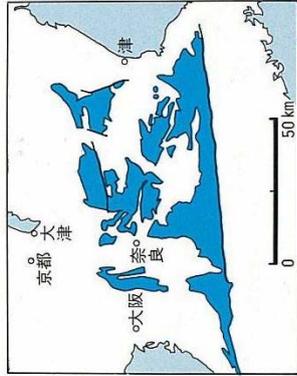
④ 砂岩頁岩互層の近接写真



⑤ 砂岩一和泉石

領家花崗岩

撮影場所：奈良県奈良市柳生



●分布と形成の背景

領家花崗岩は、中部地方から九州西部までの長野県、岐阜県、静岡県、愛知県、滋賀県、京都府、兵庫県、三重県、奈良県、大阪府、香川県、愛媛県、山口県、福岡県、大分県、熊本県に分布する白亜紀に形成された深成岩岩盤である。

本花崗岩は濃飛流紋岩(158頁参照)に対しての前後関係により古期と新期に区分され、領家変成岩は古期の花崗岩による一種の熱変成のために形成されたものであると考える。新・古期の花崗岩の岩相は著しく異なるが、放射年代の測定値ではほとんど同じ(一般には1億~6500万年を示す)、両者の区分は明瞭ではない。しかし、古期花崗岩の貫入時代については、今後の検討が必要である。

最近では領家花崗岩は、広島花崗岩を代表とする後期中生代酸性火成作用の一環としてとらえられ、この先駆的活動とする見解がある。しかし現在に至るまでのテクトニクス、高温型の変成作用を引き起こした熱エネルギーの集積、また深成作用・変成作用と造山運動との関係など残された問題は多い。

●特徴と見分け方

領家花崗岩はおもに花崗閃緑岩、黒雲母花崗岩、両雲母花崗岩より構成され、少量の閃緑岩～斑レイ岩、超塩基性岩もみられる。

古期花崗岩は、一般に周囲の変成岩類と調和的な構造を呈し、片麻状構造が顕著にみられる。比較的に塩基性で縞状構造が顕著な岩石は、古期のなかでも古いもので、領家帯の南緑地域に分布している。また山口県柳井地方では、種々のミグマタイトが分布するという報告もある。新期花崗岩はおもに中～細粒の優白質、塊状の花崗岩～花崗閃緑岩よりなり、周囲の変成岩に接触変成作用を与え、貫入形態も周囲の構造に不調和なことが多い。

奈良県柳生付近にはマサ化の進んだ新期花崗岩がみられる。マサ土中には数十cm~2、3mの風化残留礫が不規則に残っている。風化の進行は節理などの不連続面から進行し、玉ネギの皮をむいてくように進行するのがうかがえる(写真②)。

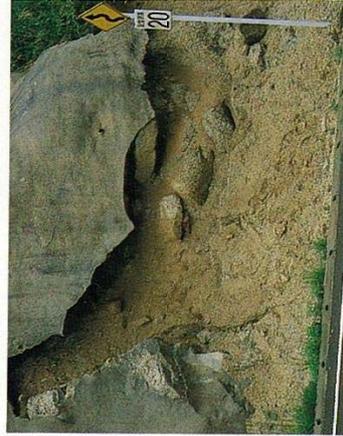
●土的特性

領家花崗岩(天竜川上流域)の弾性波速度は、新鮮な状態ではBランクに属し、5.40~4.00km/secの幅をもっており、平均値は4.56±0.27km/secである。

① マサ土風化の進んだ花崗岩



② 花崗岩の風化に伴う玉ネギ状構造



③ 風化残留礫の存在するマサ土における施工の崩壊



④ やや風化した花崗岩



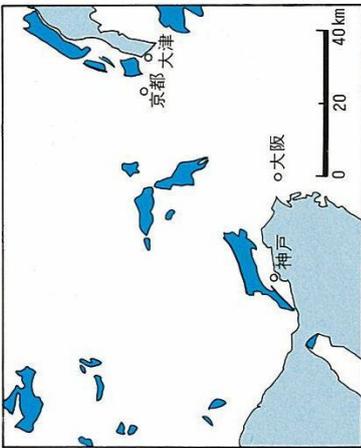
⑤ 花崗岩にみられる弱い片状構造



⑥ マサ化の進んだ花崗岩

六甲花崗岩

撮影場所：兵庫県芦屋市お多福山



●分布と形成の背景

六甲花崗岩は兵庫県の六甲山地周辺に分布する。白亜紀後期(約9000～6500万年前)に形成された深成岩岩盤であり、山陽帯の広島花崗岩に相当する花崗岩である。近畿地方では類似の花崗岩は京都府、滋賀県、大阪府、三重県に分布する。

本花崗岩は東西20km、南北10kmの岩体をなし、この分布内には古生層がルーフベンダントとしてみられる。岩体の北部は有馬層群(160頁参照)、南側では新期顔家花崗岩(布引花崗閃緑岩)との断層・貫入関係がみられる。

前期更新世(200万年前)以降、近畿地方では六甲変動と呼ばれる地殻変動が進行した。この変動は第二古瀬戸内海の発生に始まり、東西方向から、後には南北方向であらわされる構造運動で、これらの断裂によるブロック化が顕著にあらわれている。六甲変動は、六甲山地周辺のこのような構造運動に対して名付けられた。

●特徴と見分け方

六甲花崗岩は細粒～粗粒の、いずれも特徴ある桃色のカリ長石を含む黒雲母花崗岩からなる。中・粗粒部は互いに漸移し、細粒部はこれらと比較的明瞭な境界で接している。岩体周縁部では急冷相として細粒化することがある(写真⑤)。岩体内にはしばしばアプライト脈、ヒン岩脈、ペグマタイトなどの岩脈が伴われる。裏六甲山頂付近には、石英閃緑岩が分布する。

布引花崗閃緑岩は六甲山地の南西縁地域に分布する、やや優黒質な岩石で、有色鉱物の濃集した数cm～十数cmの塩基性包有物を含む。

花崗岩は前述の六甲変動をはじめとする造構運動により、大規模なNE-SW系の断層断層をはじめ、褶曲、節理構造が顕著にみられる(写真②、③、④)。特に、応力場における節理が頻繁にみられ、岩盤のせん断現象が六甲花崗岩の構造的な特徴の1つである。

●土木的特性

六甲山地の花崗岩は、新鮮な状態ではBランクに属し、5.26～3.40km/secの幅をもっており、平均値は4.02±0.52km/secである。

断層、せん断に伴う岩盤の破壊、落石などが六甲山地の全域にわたりみられ、土木施工上特に注意を要する地域の1つといえる。

*ルーフベンダント：変成岩や堆積岩が新しい時代の貫入岩体の上に取り込まれている状態。

① 六甲山地の花崗岩露頭



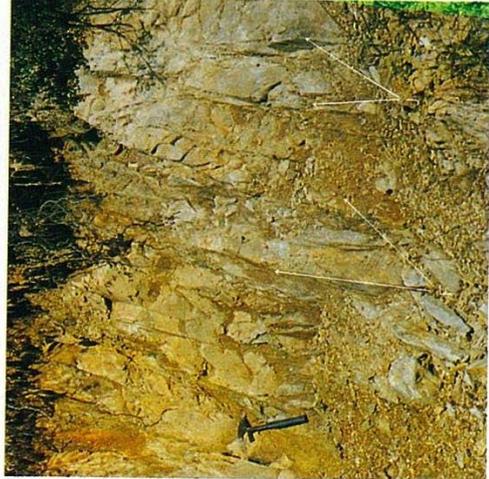
② 比較的規則的な節理系



③ 著しいせん断をうけた花崗岩



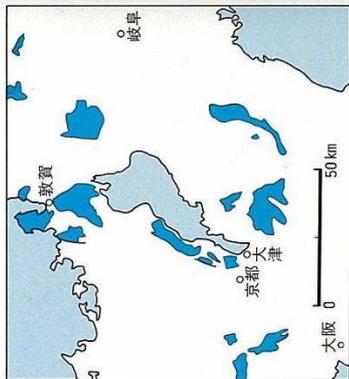
④ 優白質な細粒花崗岩



⑤ 断層(F)および同方向の節理(J)

鈴鹿花崗岩

撮影場所：三重県鈴鹿郡鈴鹿峠周辺



●分布と形成の背景

鈴鹿花崗岩は近畿地方の鈴鹿山脈を中心に、滋賀県、三重県に分布する白亜紀後期(約9000～6500万年前)に形成された深成岩岩盤であり、広島花崗岩(144頁参照)や六甲花崗岩(148頁参照)と同じ地質学的意味をもつものである。同種の岩盤は、中部地方では岐阜県、愛知県、長野県、北陸地方では福井県、富山県、新潟県、関東地方では茨城県、栃木県、群馬県、埼玉県に分布している。

近畿地方では中央構造線を境にして、南側の外帯地域では地層が東西方向に帯状に配列し花崗岩がほとんどみられないのに対し、北側の内帯地域では中国地方ほどではないが白亜紀花崗岩が広く分布している。鈴鹿花崗岩もこのうちの1つで、東西方向の走向をもつ美濃、丹波中・古生層中にNNE—SSW方向に侵入する花崗岩体からなっている。

●特徴と見分け方

鈴鹿花崗岩は、おもに粗粒～中粒の黒雲母花崗岩からなり、周辺の古生層を非調和に貫入している。この花崗岩を切った花崗斑岩～石英斑岩の岩脈がみられる。花崗岩はピンク色をおびたカリ石の斑晶が特徴的で(写真⑤)、斑晶鉱物としてはこのほか黒雲母(Bi)、斜長石(Pl)、石英(Qz)、磁鉄鉱(Mg)が含まれ、斜長石には累帯構造や双晶がみられる(写真④)。

三重県鈴鹿郡鈴鹿峠周辺には、著しくせん断された粗粒の黒雲母花崗岩が分布している(写真①～③)。岩盤内には断層・断層破砕帯(写真③)や複雑な節理が発達し、数cm～十数cmの小ブロックに細粉され、サンプルのスケールにおいても節理の発達を観察される(写真⑤)。このため露頭周辺では、落石や小規模な崩壊がいたるところで観察された。

●土木的特性

琵琶湖周辺の花崗岩の弾性波速度は、新鮮な状態ではCランクに属し、4.57～3.17km/secの幅をもっており、平均値は3.70±0.39km/secである。この値は花崗岩岩盤の中ではもともと低く、鈴鹿花崗岩で代表されるように断層や節理の発達する岩盤の特徴を反映したものと考えられる。特に鈴鹿花崗岩は六甲花崗岩(148頁参照)や生駒花崗岩(大阪府)と同じく、第四紀の地殻変動を強くうけて隆起した花崗岩体であって、断層・破砕帯の発達か頭著で、強度の湧水等施工時に種々の問題を生じている。

*非調和：貫入岩の形態および内部構造が周囲の地層の構造を切る状態。



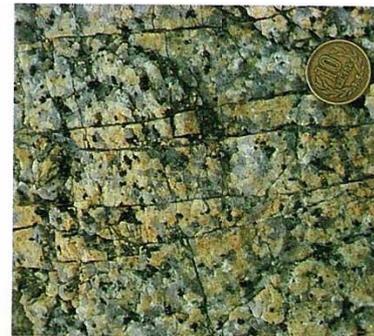
① 強くせん断をうけた花崗岩の状態



② 発達する節理とブロック化の状態



③ 断層(F)と破砕帯



④ 鉱物粒を切ってみられる節理



⑤ 黒雲母花崗岩の顕微鏡写真 (Bi: 黒雲母、Pl: 斜長石、Qz: 石英、Pk: 石英×20真)

山陰地方の花崗岩

撮影場所：京都府舞鶴市野原

●分布と形成の背景

山陰地方の花崗岩は、福井県、京都府、兵庫県、鳥取県、島根県、山口県に分布する白亜紀後期～古第三紀(約6500～3500万年前)に形成された深成岩岩盤である。

山陰地方の花崗岩は三郡変成岩、飛騨変成岩、白亜紀～第三紀火山岩類に貫入する大小の岩体からなる。鳥取県下を中心に分布する均質な黒雲母花崗岩体は、鳥取花崗岩とも呼ばれ、山陽地方の広島花崗岩(144頁参照)にも相当する大バソリスを形成している。

山陰・山陽の花崗岩は、岩相や出現する岩種の比率で類似の性格を有する場合が多いが、粒度、露出規模、岩石化学的な性格から山陰地方の花崗岩はより浅い所で形成されたと考えられ、一般により若い形成年代を示している。

花崗岩は白亜紀後期～古第三紀のものは因美侵入岩類、古第三紀中頃のものは船山侵入岩類と呼ばれる。また、山陰西部には田万川岩体を代表とする、火山性のカルデラに伴う花崗岩類がみられる。

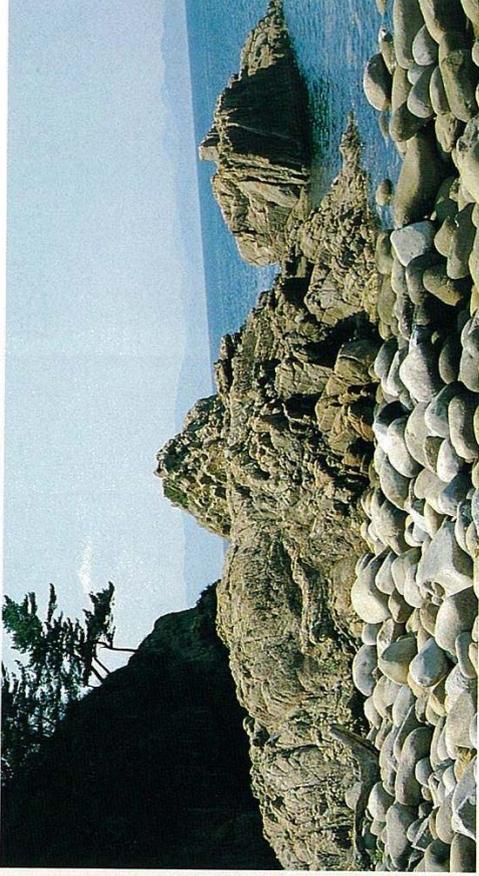
●特徴と見分け方

山陰地方の花崗岩類はおもに花崗閃緑岩、モンゾ花崗岩、トーナラル岩にいたる数多くの岩体から構成されている。斑レイ岩、石英斑レイ岩の小規模な岩体も伴う。花崗岩は一般に規模の大きい岩体を構成し、比較的均質な岩相をもつ。岩体の周辺地域には火山岩類と密接に細粒花崗岩類が産出する。これらの岩石はしばしば文象組織を有しグラノファイアと呼ばれている。

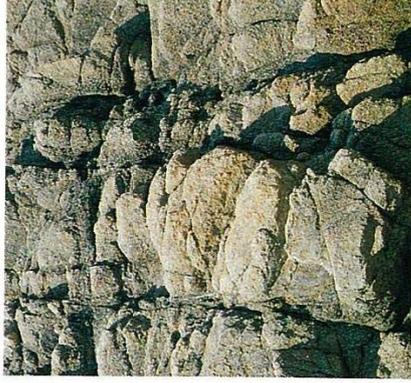
京都府舞鶴市(野原)地域には優白質・塊状の花崗岩が分布する。海岸付近では固結した岩石の選択的風化や節理系が観察される。節理系は一般に垂直方向のものが顕著で、3～4方向が観察される(写真①、②)。節理の間隔は40～60cm間隔のものが多く、岩石の表面は構成鉱物の選択的な侵食による凹凸がみられる(黒雲母、長石などが特に侵食されている)。また、節理に沿う侵食のため割れ目が強調されている(写真③～⑤)。

●土木的特性

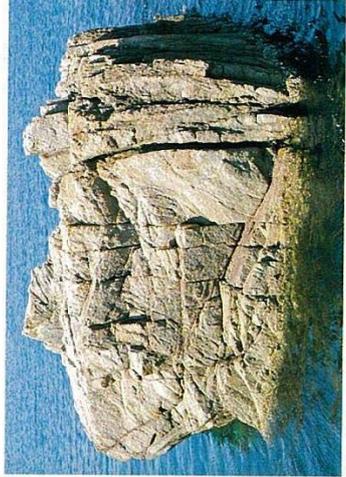
山陰地方の花崗岩の弾性波速度は、新鮮な状態ではBランクに属し、5.00～3.61km/secの幅をもち、平均値は4.19±0.16km/secである。



① 日本海沿岸にみられる花崗岩



② 花崗岩の節理系



③ 花崗岩の節理系



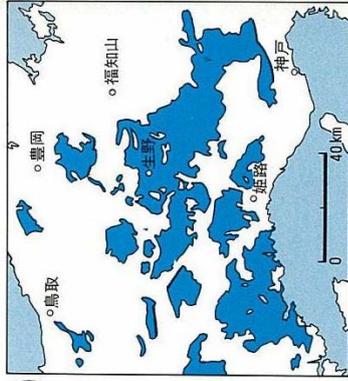
④ 花崗岩の差別的侵食



⑤ 中粒の黒雲母角閃石花崗岩

姫路酸性岩類(有馬層群)

撮影場所：兵庫県多可郡黒田庄町石原



●分布と形成の背景

姫路酸性岩類は兵庫県を中心に京都府、鳥取県、岡山県に分布する、白亜紀後期(約9000～6500万年前)に形成された火山岩岩盤であり、類似の生野・相生層群も一括して取り扱う。濃飛流紋岩(158頁参照)、阿武一匹見層群(162頁参照)と類似した地質学的意味をもつ地質体である。これらの火山岩類は同時期の花崗岩類を伴う環太平洋火成活動の産物で、割れ目噴出による火砕流堆積物と考えられる。

●特徴と見分け方

姫路酸性岩類は灰白～灰緑色の緻密な流紋～流紋デイサイト質の溶結凝灰岩、凝灰岩、凝灰角礫岩などの火砕岩や溶岩よりなり、このほか頁岩、砂岩、礫岩などの碎屑岩を伴っている。兵庫県多可郡黒田庄町周辺には、灰色～灰緑色を呈する酸性の火砕岩類が広く分布し、岩相のうえでは均質な塊状岩盤をなしている(写真①)。斑晶として石英、長石、黒雲母が観察され、火砕岩の噴出ないしは堆積時に取りこまれた外来岩片がしばしばみられる。このような酸性の火砕岩は、基質が細粒で珪長質な鉱物からなるため、一般に風化に強く露頭表面は固結した非常に硬い岩石からなる(写真⑤)。

岩盤には写真でみられるように、連続性には乏しいが多くの節理が発達し、垂直に近い高角度の節理およびこれと斜交する節理のため、表面では鋭角的な凹凸面が顕著にみられる。しかしこの節理の発達は同一露頭内においても状態が異なり(写真④)、場所により非常に強固な岩盤に移行する。酸性岩中には断層を伴う破砕帯(幅2.5m)がみられ、両側の岩石と著しい対照をなしている(写真②)。

●土的特性

近畿地方の火山岩類の弾性波速度は、新鮮な状態ではCランクに属し、4.30～3.00km/secの幅をもっており、平均値は3.66±0.47km/secである。

本岩盤には節理や断層がしばしば発達しているが、節理については連続性に乏しく不規則なことから、岩盤の不連続面としての働きは地表に限られ、内部ではお互いのブロックがつながって連続した塊状岩盤として取り扱え、掘削やボーリング作業は固結した深成岩などと同様の困難さをもつと考えられる。

しかし、岩盤の安定性を考えた場合には、このような不連続構造が重要な役割を果たす。



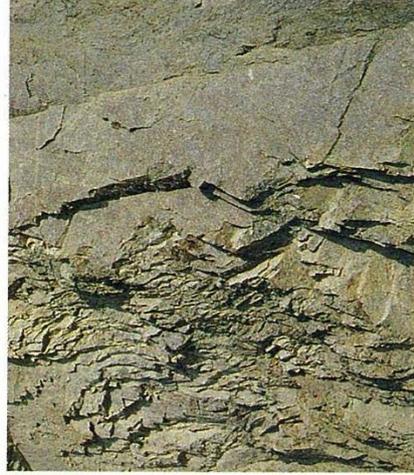
① 流紋岩質な火砕岩の露頭全景



② 断層を伴う破砕帯



③ 多方向の方向性をもつ節理



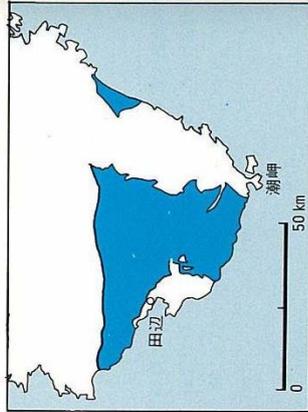
④ 垂直方向に発達する不規則な節理



⑤ 変質のため緑色化した溶結凝灰岩

牟婁層群

撮影場所：三重県熊野市下市木・志原



● 分布と形成の背景

牟婁層群は紀伊半島南部の和歌山県、三重県に分布する古第三紀～新第三紀（約6000～2000万年）前に形成された堆積岩岩盤である。本層の北部にはジュラー白亜系の高川層群が分布し、両者は御坊一蒜構造線によって分けられている。両者は合わせて四方十果層群と呼ばれ、西南日本外帯に帯状に分布する中生代後期～新生代中期の特徴的岩盤である。

牟婁層群は中生代から引き続く四万十地向斜後期の形成物であって、1)厚いフリッシュ型の堆積物、2)著しい褶曲やスラストなどの地質構造、3)この変形をもたらした運動は、従来、本層群と熊野・田辺層群(188頁参照)の間の不整合で示される高千穂変動によるものと考えられていたが、近年のプレートテクトニクスの立場からすると、海洋底の沈み込み込み際に生じた変形である可能性が指摘されている。

● 特徴と見分け方

牟婁層群は砂質岩と泥質岩のリスミックな互層により特徴づけられ、下部から上部に向かって、1)おもに成層した頁岩と泥岩のフリッシュ型堆積物、2)砂質フリッシュ型および厚く成層した砂岩、3)泥質礫岩・含角礫凝灰岩を伴う泥岩層、よりなる。本層群の地質構造は、軸面が直立ないし高角で北に傾斜する等斜褶曲と非対称褶曲で特徴づけられ、上部層ではスランブ構造や削り込み現象が顕著にみられる。

三重県熊野市周辺では、幅2～20cmの砂岩と頁岩の等量互層(写真①～④)が分布し、著しい複褶曲構造がみられる。褶曲は垂直ないしはこれに近い軸面をもつ著しく押しつぶされたもので(閉じた褶曲)、一般に両翼の地層がほぼ平行になるまで変形が進んでいる(写真①、②)。

● 土木的特性

紀伊半島の四万十層群の弾性波速度は、新鮮な状態ではCランクに属し、4.79～3.73 km/secの幅をもっており、平均値は4.32±0.12 km/secである。

現地でのシミュレーションハットハンマーの反発値は、比較的新鮮な砂岩部では15～33であった。新鮮な砂岩は弱い金属音を発し割れにくいだが、頁岩はその著しい剥離性のため容易に削り取ることができ、著しい褶曲を伴う地質構造によって、砂質岩・泥質岩とも細かい割れ目が発達し、同時代同種の岩盤と比較すると強度が低い。斜面、壁面においても小規模な崩壊が著しいので注意を要する。

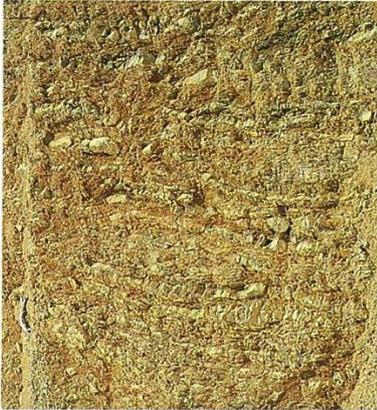
* フリッシュ型の堆積物：地角斜末期の堆積物で、1)全層厚が非常に厚く、2)砂質岩と泥質岩のリスミックな互層が卓越し、3)級化層理の発達著しい特徴をもつ。

** 高千穂変動：南九州の日南層群と新第三系との不整合であらわされる、中新世の変動。

1) 紀州四万十帯固体研究グループ(1975)：四万十地向斜の発達史、地研専報、19号、143～156



① 著しく褶曲した露頭状況



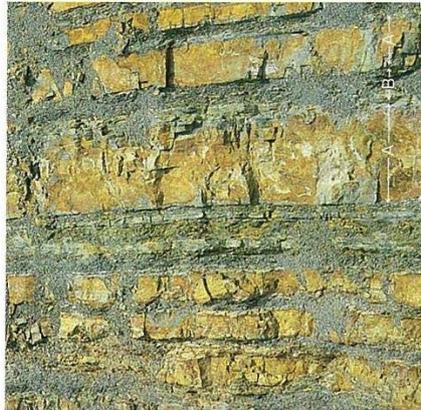
④ 互層部の風化の状況



② 砂岩頁岩互層の直立した軸面をもつ褶曲構造



⑤ 層理面と平行に発達した頁岩の剥離状態



④ 互層部「砂岩(A)」と頁岩(B)の近接写真

熊野酸性岩—花崗斑岩—

撮影場所：三重県熊野布相谷・大泊

●分布と形成の背景

熊野酸性岩は紀伊半島東岸の三重県、和歌山県に分布する新第三紀中新世(約1400万年前)に形成された火成岩岩盤である。同時期の花崗岩類は西南日本外帯に点在することが知られており奈良県、愛媛県、高知県、大分県、宮崎県、熊本県、鹿児島県に分布する。

本岩盤は南北2つの岩体に分かれ、いずれも花崗斑岩と流紋岩質な凝灰岩・溶岩相よりなり、基盤の四万十層群、熊野層群を貫入するかもしくは不整合におおっている。これらの酸性岩は西南日本外帯花崗岩の一員として形成され、マグマの地表噴出により生じた巨大な溶岩湖が冷却固結したものと考えられている。

●特徴と見分け方

花崗斑岩は硬質塊状な斑状組織をもつ半深成岩で、斑晶として石英、長石、黒雲母、ザクロ石、不透明鉱物を含み、細粒の基質部を有する。また岩盤内には数cm大の岩片が多く含まれ、本質的な岩片のほか外来の堆積岩や変成岩起源の岩片もよくみられる。

本岩盤は火成岩のもつ節理および風化の特性をよくあらわしている。岩盤内には3方向の節理が発達し、1)幅50~200cm間隔の連続性のある2方向の柱状節理と、2)連続性が悪く不規則な間隔で生じる板状節理がみられる(写真①、②、③、④)。1)は露頭単位では密度の変化はあまりないが、2)では地表部近くほど多くみられるようになる。

また、岩盤の風化は節理面に沿って進行し、地表部ほど顕著にみられる。すなわち下部の固結した岩盤からしだいに板状節理が増加し、地表付近では風化残留礫を含んだマサ土となる(写真①)。マサ土の厚さは場所により異なるが、一般に尾根沿いほど厚く、逆に沢沿いでは薄い。

●土的特性

紀伊半島の尾鷲・(木ノ本)の花崗斑岩の弾性波速度は、新鮮な状態ではCランクに属し、4.50~4.13km/secの幅をもっており、平均値は 4.34 ± 0.14 km/secである。

岩盤は深部ほど塊状で固結したものが多く、沢沿いでは風化部が侵食されるため固結部が露出することがある。岩盤内には柱状・板状節理が発達し、節理に沿った大がかりな落石・崩壊の危険性がある。



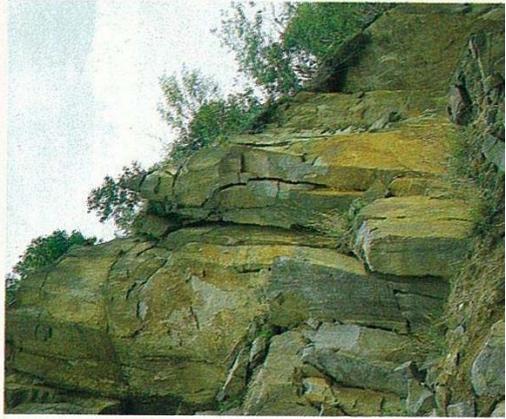
① 花崗斑岩の節理系と風化



② 三方向に発達する節理系



③ 近接してみた花崗斑岩の節理状態



④ 柱状節理に沿い離脱していくブロック

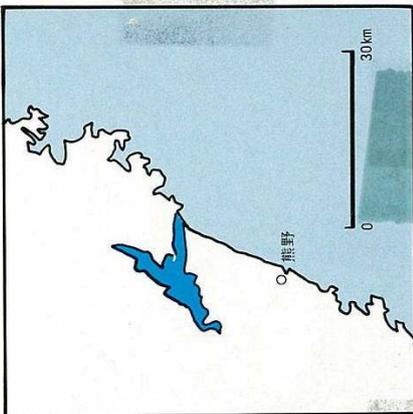


⑤ 節理面に沿い進行する風化(変色帯)

1) 荒牧重雄(1965): 熊野酸性岩の噴出機構, 地質雑, 71, 525-540

熊野酸性岩 —流紋岩—

撮影場所：三重県熊野市木本獅子岩、金山札立峠



●分布と形成の背景

熊野酸性岩の流紋岩質な溶岩・凝灰岩相は、紀伊半島東岸の三重県・和歌山県に分布する新第三紀中新世(約1400万年前)に形成された火成岩岩盤である。

木本盤はマグマの地表への噴出により生じた巨大な溶岩湖が固結し形成されたと考えられ(荒牧, 1965), 中心部の比較的冷却がゆるやかに行なわれた花崗斑岩を取りまきように, 岩体の周縁部には急冷のため生じたガラス基質をもつ凝灰岩相や陸上に噴出した流紋岩溶岩が分布している。

●特徴と見分け方

熊野酸性岩は, 1)流紋岩溶岩(神ノ木流紋岩), 2)斑晶の多い流紋岩質凝灰岩, 3)花崗斑岩, に分けられている。

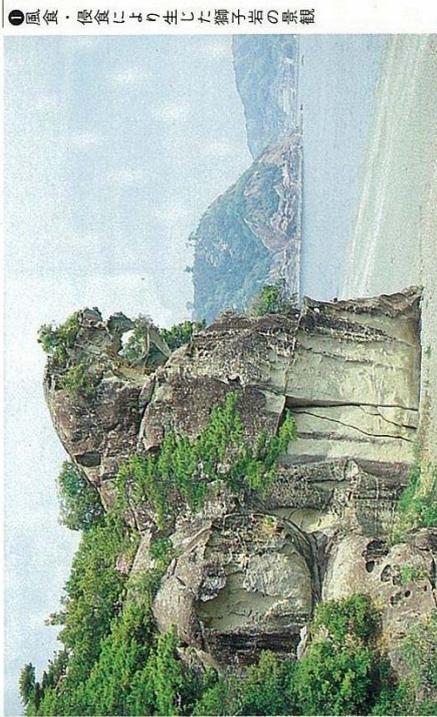
1)の神ノ木流紋岩は青灰色～灰白色を呈する溶岩からなり, 一般に斑状組織を有するが周縁部では急冷相と考えられるガラス質石基を有する岩石もみられ, まれに複雑な屈曲模様の流理構造が観察される(写真②)。

2)の凝灰岩相は暗灰色～青緑色を呈する斑晶の非常に多い流紋岩質の岩石からなり, 岩相は④層理が明瞭で軽石の小レンズを含む岩石, ⑤層理が不明瞭で軽石片が少ない岩石に分けられている。③は岩石の特徴として2～3cmの長さの暗緑色軽石のレンズを多量に含み, 顕著な面構造を示している。灰白色～淡緑色の細粒基質部は非常に固いものがある。⑥は凝灰岩相の大部分を占め, 新鮮なものは暗灰色, 風化したものは青緑色を呈する塊状の流紋岩質の岩石であり, 斑晶鉱物が非常に多いことで特徴づけられる(写真③, ⑤)。

凝灰岩相の分布する三重県熊野市の海岸沿いでは数十mの崖が続き, その表面は侵食のため平滑な凹凸の曲面がみられる。特に侵食により水平に伸張したレンズ状の凹み, また亀が殻では複雑な洞穴状の凹みを生じている(写真①)。

●土本的特性

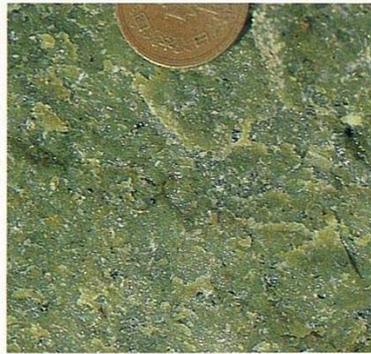
流紋岩(全体)の弾性波速度は, 新鮮な状態ではCランクに属し, 4.71～2.00km/secの幅をもっており, 平均値は3.27±0.17km/secである。



① 風食・侵食により生じた獅子岩の景観



② 流紋岩の流理に沿った波状の節理



④ ガラス質流紋岩の近接写真



③ 花崗斑岩に似た過晶質の流紋岩

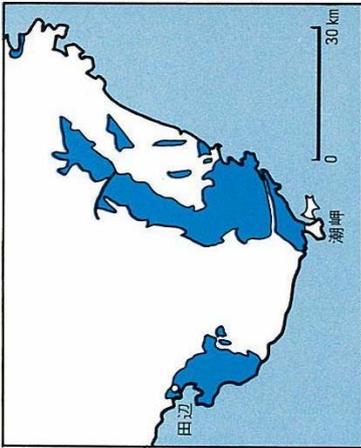


⑤ 過晶質流紋岩の近接写真

1) 荒牧重雄・羽田忍(1965): 熊野酸性火成岩類の中部および南部の地質, 地質雑, 71, 494—512

熊野層群

撮影場所：三重県熊野市金山周辺



●分布と形成の背景

熊野層群は紀伊半島南東部の三重県、和歌山県に分布する新第三紀中新世（約2400～1400万年前）に形成された堆積岩層であり、同時期の岩盤には紀伊半島西岸に分布する田辺層群、南九州の宮崎県に分布する宮崎層群などがある。

熊野層群は基底礫岩を伴う不整合により牟婁層群(166頁参照)を覆い、また熊野酸性岩(前頁参照)に覆われ、いくつかの地域に分離し分布している。牟婁層群にみられるような四万十帯の構造は中新世の高千穂変動により形成されたと考えられているが、熊野層群の下部層は牟婁層群と褶曲軸を共有することから、この変動は熊野層群堆積後まで引き続いたと考えられている。

●特徴と見分け方

熊野層群は宮井層(宮井夾炭層)とも呼ばれ、おもに砂岩、泥岩およびこれらの互層よりなり、上部層では石英砂岩が多くみられる。熊野川周辺では1,000～2,000mの層厚に達し、地層中に良質の無煙炭を産したことでも知られている。

三重県熊野市金山周辺にみられる熊野層群は砂質岩と泥質岩の互層からなり、幅数cmから50cmのオーダーで地層が累積している(写真①)。また、明らかに堆積後まもない未固結の状態で構造運動をうけたと考えられる地層の変形がしばしばみられる(写真②、④)。この変形構造は“ブーデーイン構造”と呼ばれ、泥質岩の基質中にソーセージを縦にしたような砂岩層が、規則的にまた垂直に近い傾斜をもち配列している(写真②)。基質部の泥質岩は著しくせん断され、小規模な地層の変位が観察される(写真④)。

●土木的特性

紀伊半島南部の新第三紀中・下部堆積岩の弾性波速度は、新鮮な状態でもDランクに属し、3.46～2.24km/secの幅をもっており、平均値は $3.10 \pm 0.39 \text{ km/sec}$ である。類似の地質環境かつ岩相からなる、紀伊半島南部に分布する日高川層群や牟婁層群(166頁参照)の弾性波速度と比較した場合、古い時代の固結度の高い岩盤ほど速度が高く、岩盤の強度が直接弾性波速度と正比例する関係が認められる。

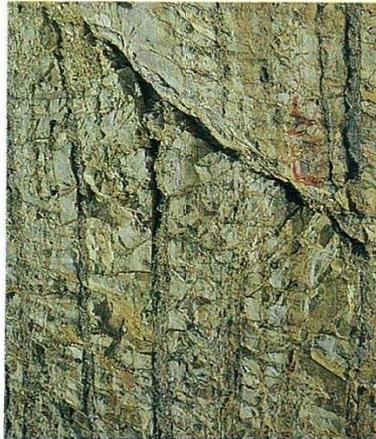
現地で測定したシミュレットハンマーの反発値は、ほとんど10以下であった。またハンマーで打撃すると、砂質部・泥質部ともにびい音を発し、容易に削り取ることができた。

*ブーデーイン構造：一定の層がほぼ等しい間隔でちぎれて、その横断面がソーセージを縦に重ねたようにみえる構造

① 砂岩泥岩互層の成層状態



② 堆積後まもない変形による砂岩のブーデーイン構造



③ 砂泥互層中にみられる小断層



④ 同一傾斜の急な互層と泥岩部のせん断の様子



⑤ 泥岩に発達する劈開

参考資料-3 地山等級判定の進め方（例）

1. 地山評価と支保パターン選定の流れ

(1) 切羽評価前の準備

切羽評価前の準備は、切羽評価が円滑に実施することを目的として、主に施工業者が実施するものである。

【トンネル坑内での準備】

- 1) 切羽評価は、こそく作業後の浮き石を除去した切羽を観察しておこなうものとし、できるかぎり近くで、安全に観察できる環境を整える。
- 2) 投光器で切羽を明るくする等、切羽を明るくし、細部まで切羽観察できる状態にする。

【トンネル坑外での準備】

- 3) 当該切羽または類似切羽における岩塊の圧縮強度について、ポイントロード試験等を実施することで、切羽評価の基礎情報として把握しておく。
- 4) 切羽基礎情報(トンネル名、観察日時、測点、土被り等)を記入した切羽判定集計表を評価者の人数分用意しておく。(評価は事前に絶対に記入しない。)

(2) 前回評価からの施工状況の報告

【トンネル坑外で実施】

トンネル切羽の状況は、日々変化するものであり、切羽評価により一定区間の支保パターンを決定するためには、当該切羽以前の情報は、重要である。よって、既施工区間の施工状況の報告を主に実施する。

- 5) 前回評価時の評価結果について説明を行う。(国土交通省、コンサルタントが実施してもよい。)
- 6) 切羽状況(地山、湧水等)の特質した事項について報告を行う。
- 7) 評価当日の地形・地質状況(土かぶり、走向傾斜、岩の名前、断層等)、施工法、周辺環境課題、後方の切羽の変状状況について報告を行う。
- 8) 後方切羽計測結果について報告を行う。

(3) 切羽観察の実施

【トンネル坑内で実施】

トンネル切羽において、切羽観察、評価を実施する。

- 9) 施工業者は、評価者の要望に応じて、抜け落ち、切羽の変化の方向等の切羽の状況や、課題等について説明をする。
- 10) 評価者は、切羽の安全を確認した上で、できるかぎり切羽に近づき確認する。可能であれば、ハンマーでたたいて切羽の状況を確認する。(切羽が不安定なときは絶対に切羽に近づかず、離れた地点から観察する。)

(4) 切羽観察表の記入

【トンネル坑内で実施】

切羽観察の結果をふまえ切羽評価点を記入する。

- 11) 評価者は、切羽観察の結果を踏まえ、切羽評価点を記入する。評価点の記入は、切羽から十分に離れた地点で実施する。

(5) 切羽評価点の決定

【トンネル坑外で実施】

各評価者における切羽評価点を集計し、評価者(国土交通省職員)全員での平均点を目安とし、協議のうえ、評価点を決定する。注) 切羽判定集計表の例は、p22 に示される。

評価点の算出は(独)土木研究所の提案する地山等級判定法による。〔本書 p53～57 解説 2a 参照〕

(6) 支保パターンを目安設定

【トンネル坑外で実施】

(独) 土木研究所の提案する地山等級判定法により算出された切羽評価点に基づき、地山等級を目安を確認する。

地山等級を目安確認は、まず箱髭グラフ(判定Ⅰ)から、切羽評価点に相当する地山等級を確認する。ここで、2つの支保が選定された場合は、フローチャート(判定Ⅱ)より1つの地山等級を確認する。

(7) 総合評価

【トンネル坑外で実施】

(6)で確認した地山等級を目安として、最終的な支保パターンを決定する。特記事項があれば総合評価コメント欄に記載する。

(1)～(7)で地山等級と支保パターンの選定の流れは終了となる。しかし、施工状況や地山の状態等を勘察し、(8)～(9)に示される事項について検討が必要と判断された場合は、別途協議を行うものとする。

なお、その協議結果は、(7)の総合評価コメント欄に追記する。

(8) 選定支保の再検討

【トンネル坑外で実施】

(1)～(7)で選定した支保よりも重い支保への変更を検討する場合は、切羽評価表に添付される工学的チェック表を確認する。工学的チェック表は、切羽評価表より選定された支保に相当する欄にある項目について、該当する事項の有無をチェックする。該当事項が1つ以上ある場合は、選定する支保パターンについて再協議を行う。

なお、工学的チェック表より、『計測結果に課題があるか』、あるいは、『施工後の支保工に課題があるか』に該当した場合は、以下に説明する表Aと表Bに、それぞれ詳細を記入する。

1) 表A：計測結果

切羽後方2D(D:掘削径)程度で評価対象切羽と、観察結果、評価点、支保パターンが本切羽状況と同様、または近い状況にある計測結果を指標として、計測結果(天端沈下、内空変位量)を記入する。また、計測結果と事前に設定する限界ひずみ値との割合から、管理レベルを確認する。

2) 表B：施工後の支保工の妥当性

切羽進行2D(D:掘削径)あるいは変位収束後の支保工(及び補助工法)の変状状況を指標とし、それぞれ吹付けコンクリート、ロックボルト、鋼製支保工の変状状況について、評価区分にチェックをいれる。

(2) 補助工法の必要性評価

【トンネル坑外で実施】

補助工法の必要性について評価を行う。

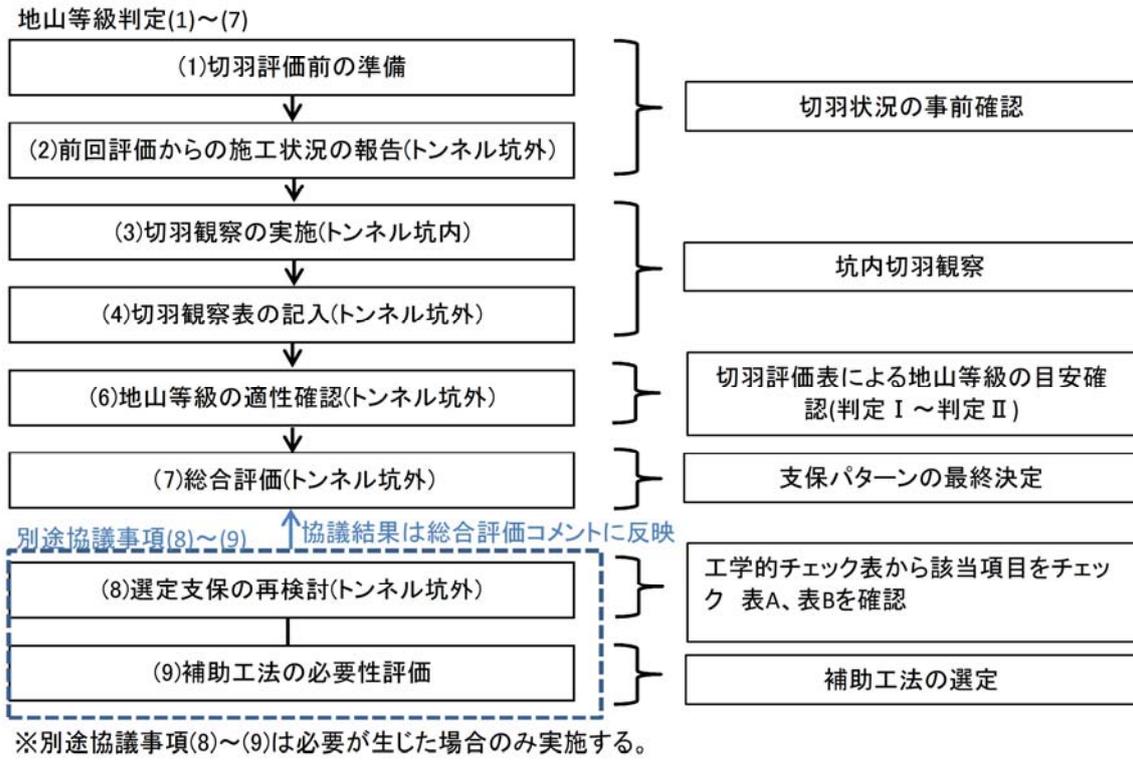


図-参 3-1 地山等級判定作業フロー図

参考資料-4 地山等級判定のタイミング

地山等級判定（以後、岩判定と記す）は以下の地点で原則実施するものとする。

（地山等級判定記録用紙（記入例）参照）

タイミング	実施地点	実施理由
A. 設計変化点	設計上の支保パターン変更点	工事契約数量変更の可能性 があるため
B. 切羽評価点	判定Ⅰ・Ⅱにより判定される地山等級と、実施中の支保パターンが合致しなくなった地点。	支保パターン変更の可能性 が高いため
C. 延長	同じ支保パターンが 50m 以上続いた地点	岩判定の適切な実施頻度が 必要なため
D. その他	発注者、施工者のいずれかが岩判定を必要と判断した地点	不測の事態、突発要因、計測 結果等

注 1) DⅢパターンの設計変化点の対応

DⅢパターンは坑口部の支保パターンであり、その区間境界は土被りで決まる。

DⅢパターンからトンネル一般部へ変化する地点は、トンネル一般部の支保パターンの選択があるため岩判定は実施するものとする。

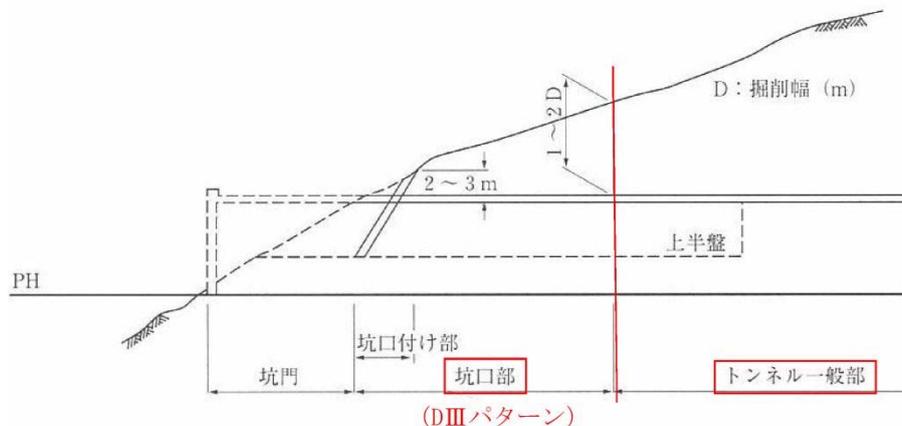


図-参 4-1 坑口部とトンネル一般部

（出典：道路トンネル技術基準（構造編）平成 15 年 11 月 （社）日本道路協会 p140）

参考資料-5 切羽評価区分判定の目安（Q&A）

トンネル地山等級判定に用いられる切羽観察表は定性的な表現が多く、また、トンネル技術に精通していない技術者も使用するため、切羽観察表を適切に記入するためには、切羽観察表に記載されている用語や記載事項について正確な理解が必要となる。

本項は、以下の文献等から引用して、それらについて出来るだけ分かりやすく解説したものであり、参考とされたい。

トンネル標準示方書 山岳工法・同解説 2006年制定土木学会
道路トンネル技術基準（構造編）・同解説 平成15年11月 日本道路協会
道路トンネル観察・計測指針 平成21年2月 日本道路協会
NATMにおける予測と実際 地盤工学会
山岳トンネル工法Q&A 山岳トンネル工法Q&A検討グループ

[(A) 切羽の状態]

Q 1. 切羽の状態で「抜け落ち」と「押し出し」の違いを教えてください。

A 1

「抜け落ち」とは単に亀裂から岩塊が離れて落下すること。
「押し出し」とは土圧の作用で岩塊が横方向に押し出されること。

「抜け落ち」と「押し出し」の違いは、要は、土圧が作用しているか否かの違いです。
「抜け落ち」は土圧が作用してなくて単に剥離、剥落です。
「押し出し」は土圧が作用しているための現象です。

「押し出し」にも 2 種類があります。

一つは全土被り荷重(真の土圧)が作用して鏡面が押し出される現象。(図 A-1 参照)

もう一つはゆるみ土圧程度の土圧により弱線に沿ってすべり落ちる現象です。

ここで言うところの「押し出し」は後者のすべり落ち現象です。前者の真の土圧による「押し出し」の場合は膨張性土圧や全土被り荷重が作用する場合等で別途検討する必要があります。従って、以下のように考えることも可能です。

評価区分 1 : 「安定」 → 鏡は自立している。抜け落ちもなし。

評価区分 2 : 「鏡面から岩塊が抜け落ちる」 → 鏡は自立している。亀裂の組み合わせによる小規模な抜け落ちあり。

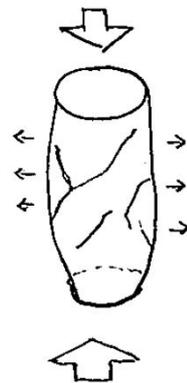
評価区分 3 : 「鏡面の押し出しを生じる」 → 鏡面の小崩落、部分崩落、はらみだし

評価区分 4 : 「鏡面は自立せず崩れ、あるいは流出」 → 鏡面の大崩落、全面崩落

工事現場で頻繁に実施されるコンクリート供試体の一軸圧縮強度試験を用いて説明します。

鉛直に荷重を作用させると、供試体は鉛直方向に縮小し横方向に押し出されてきます。これが「押し出し」です。

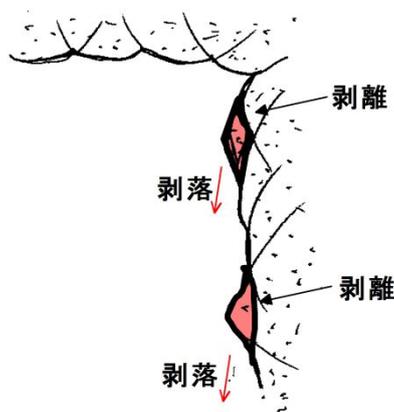
トンネル切羽でも荷重が大きくて岩強度が弱い(地山強度比が小さい)場合等は一軸圧縮強度試験と同じように、土被り荷重で岩が破壊されて横方向(トンネル方向)に押し出されてきます。



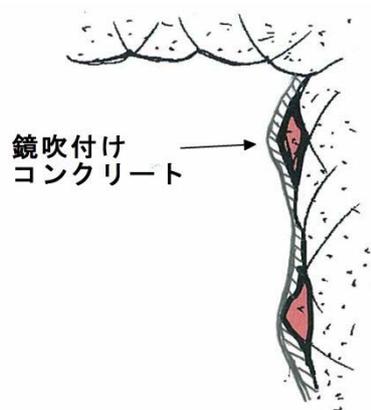
【図 A-1 押し出し(一軸圧縮試験)】

【対策】

「抜け落ち」対策はこそくを丹念にして浮き石を除去し、更に不安のある場合は鏡吹付けコンクリートを施工することで概ね対応可能な場合が多いです。



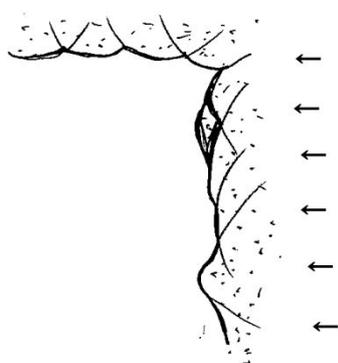
【図 A-2 抜け落ち現象】



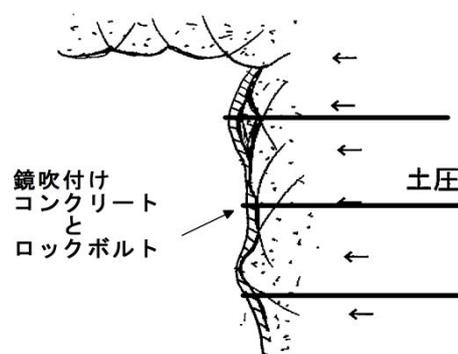
【図 A-3

抜け落ち対策】

一方、「押し出し」は土圧そのものに対抗する必要があるため、こそくや鏡吹付けコンクリートだけでは対応できず、鏡ボルトや核残し等の土圧対策が必要となる場合が多いです。



【図 A-4 押し出し現象】



【図 A-5 押し出し対策】

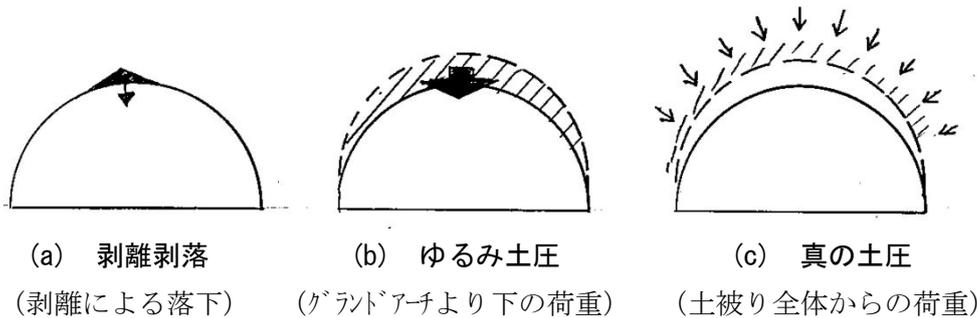
Q2. 「時間がたつ」と「掘削後早期に」とは、何時間のことですか？

A2

「時間がたつ」とは、評価2の（後普請）の項で書かれています。後普請とは「切羽が数m程度後方で支保工を設置すること」ですから、1～2日後と考えられます。

「掘削後早期に」とは、評価3の（先普請）の項で書かれています。（先普請）とは「掘削後直ちに支保工を設置すること」ですから、1サイクル程度で数時間と考えられます。

◇◇地盤の変形速度はいろいろです。◇◇



【図B-2 土圧・変形の種類】

地盤は荷重が作用すると変形します。

ただ、変形が表れてくる時期は荷重の種類や地盤の特性により様々です。

すぐに変形をするものもあれば、後から徐々に変形をするものもあります。後から徐々に変形をするものは「後荷」と呼ばれ供用開始後数年以上を経て作用する場合があります。

- ・一番変形が早いのは剥離剥落です。剥離すると瞬時に剥落します。開口亀裂が多くて剥離剥落が多いと予想される地山では「先受け（評価区分の4）」が必要となるケースが多くなっています。
- ・緩みによる変形も比較的早く発生します。一般に数分から数日で変形し荷重として作用します（評価区分の3または2）。
- ・真の土圧による変形は比較的遅い場合が多く、土被り厚や地質により異なりますが、数年以降と言うケースもあります（評価区分の2または1）。

岩地山の場合、真の土圧はグラウンドアーチで抑止でき、ゆるみ土圧だけを考えればよいケースが多くCパターンやD Iパターンで収まり、グラウンドアーチで抑止できずに真の土圧が作用する場合はD IパターンまたはD IIパターンとなるケースが多くなります。

A計測で行う天端沈下は最初は緩み土圧による沈下（変形）が現れ、徐々に真の土圧による沈下（変形）に変化していきます。

■スκανジナビア半島の氷河 全くの余談ですが、北欧のスκανジナビア半島では約1万年前に氷河時代が終わり、氷河が融けて荷重が減ったので地盤が浮き上がっています。今でも毎年何cmかは隆起しているそうです。このように長い時間をかけて地盤は変形します。

[(C) 圧縮強度]

Q 1. どの場所の岩石を選んで叩けばよいですか。

A 1

圧縮強度を知るには、下に落ちているトンネル掘削ズリを参考にしてもよいと考えます。

山のゆるみを知るには切羽の岩石を叩きますが、上からの岩石落下の危険性を考えると大変困難です。

切羽の岩盤は、緩んでいない場合はカンカンとよい音がしますが、発破の影響などで切羽が部分的に緩んでいるとボンボンと音がするので本当の圧縮強度は分からない場合があります。

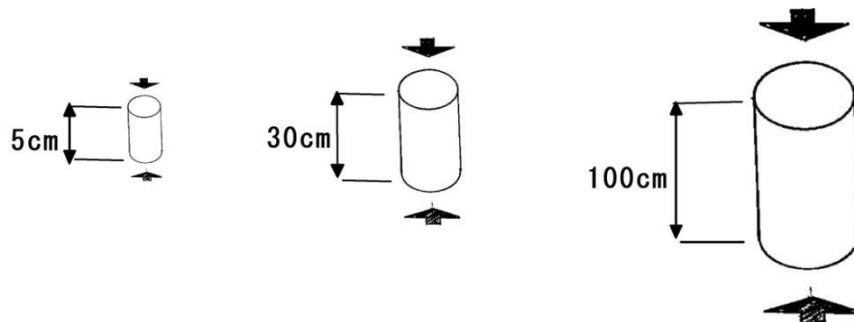
落ちている掘削ズリは切羽のどの部分かは正確には分かりませんが、概ね左にある掘削ズリは切羽の左下半、右は右下半、中央は上半分と考える程度でも差し支えないと思います。

Q 2. 圧縮強度はどの程度の大きさの岩石を選んで判定すればよいですか。

A 2

トンネル掘削ズリを叩くときは大きめの岩片（10～30cm 程度以上が望ましい）を選んで判定してください。

■亀裂の多い岩石では大きさによって圧縮強度が異なるのが一般的です。



（圧縮強度の例え）

材質	供試体 1	供試体 2	供試体 3
鉄	300MPa	300MPa	300MPa
コンクリート	20MPa	20MPa	20MPa
岩石 A	100MPa	80MPa	60MPa（亀裂が少ない）
岩石 B	100MPa	10MPa	1MPa（亀裂が多い）

鉄やコンクリートでは、亀裂が少なく材質が均質なため、供試体の大きさの違いによる圧縮強度の差は少なくなります。

しかし、岩石は亀裂が多いため、小さい供試体では圧縮強度が大きく、大きい供試体では亀裂で破断し圧縮強度が極度に低下するということがあります。

上表は例えですが、岩石 A は亀裂が少ないため強度低下は少ないですが、岩石 B では亀裂が多いため極度に強度低下しています。

従って、どの大きさの岩石を選ぶかによって圧縮強度が変わってくるケースが多くなります。

ここでいう圧縮強度とは、割れ目の影響を除いた岩石の圧縮強度のことです。

割れ目とはトンネル掘削により、切羽に凸凹を作るような明確なものをいい、潜在的な節理等の割れ目は含まないものを言います。

従って岩石の圧縮強度とは、ある程度の潜在亀裂を含んでいる状態の圧縮強度と言うことになります。従って、トンネル掘削ズリを叩くときは大きめの岩片（10～30cm 程度以上が望ましい）を選んで判定してください。

Q 3. 岩石強度の目安を教えてください。

A 3

岩石の強度は表 C-1 の解説を目安にすることができます。

【表 C-1 岩石強度の目安表】

評価点		強度の目安
1	$\sigma_c \geq 100\text{MPa}$ ハンマー打撃はね返る	<ul style="list-style-type: none"> ・ 打撃音は金属音である。 ・ 岩片の角や稜線がとがっている。 ・ 岩片を地面に置いて強打すると部分的に割れることがある ・ 破断面は貝殻状を呈することが多い。
2	$100\text{MPa} > \sigma \geq 20\text{MPa}$ ハンマー打撃で砕ける	<ul style="list-style-type: none"> ・ 岩片の角が一部丸くなっている。 ・ 岩片を地面に置いてハンマーで強打すると割れる (100~50 MPa) ・ 岩片を手を持ってハンマーでたたいて割ることができる (50~25 MPa)
3	$20\text{MPa} > \sigma \geq 5\text{MPa}$ ハンマーの軽い打撃で砕ける	<ul style="list-style-type: none"> ・ 岩片どうしを手を持ってたたき割ることもできる (25~10 MPa) ・ 両手で岩片を部分的にでも割ることができる ・ 角も欠けやすい (10~3 MPa)
4	$5\text{MPa} \geq \sigma$ ハンマー刃先食いこむ	<ul style="list-style-type: none"> ・ 岩片を手を持って指先で割ることが可能。 ・ ハンマーがめり込む ・ 軽打で砂状~細片状に壊れる。

■ 手に感じるハンマーの感触

鉄の強度は約 300 MPa でコンクリートの強度は約 20 MPa です。

従って、コンクリートより格段に硬いときは $\sigma_c \geq 100\text{MPa}$ で、コンクリートより硬いときは $100\text{MPa} > \sigma \geq 20\text{MPa}$ 、コンクリートより軟いときは $20\text{MPa} > \sigma$ となります。

鉄とコンクリートを叩いてみて、叩いた時の手の感触を身体でおぼえて下さい。

- ・ 鉄を叩くとキーンと金属音がしてハンマーが跳ね返ります。
- ・ コンクリートを叩くとパンパンと良い音がしますが決して多くは跳ね返りません。

(注意)鉄を思い切りたたくとハンマーが跳ね返って顔にあたることもあり危険ですので絶対に思い切りたたかないで下さい。

[(D) 風化変質]

Q 1. 変色や強度低下の程度を定量に説明して下さい。

A 1

以下の表 D-1、表 D-2 を参考にして下さい。

【表 D-1 風化と変質の意味】

風化	水分との化学反応や風雨や日射の影響により細分化や成分変化を起こすこと
変質	地下から上昇してくる熱水と岩石が化学変化し、岩石の成分が変わること

【表 D-2 風化と変質の目安】

評価点		風化変質の目安
1	なし・健全 	岩片は新鮮で、割目沿いの風化変質はない。 希に風化変質した割目があっても、連続性は無い。 鉱物学的な変質はあってもほとんど強度低下はない。 日光の元で再確認しても風化、変質はほとんどない。 掘削ズリは岩石が主で、土砂はほとんどないケースが多い。
2	岩目に沿って変色、強度やや低下 	割目に沿って風化変質し、強度劣化を生じている。 割目は連続、または断続的につながっている。 割目に沿って、灰色～緑灰色に変質している。 掘削ズリは径 10cm 以上の岩石が半分以上を占めるケースが多い。
3	全体的に変色、強度相当に低下 	肌落ちを生じることが多い。 割目周辺だけでなく、岩芯部も灰色～緑灰色に変質している 岩芯部が部分的に新鮮でも、割目沿いの強度劣化が著しい。 割目周辺だけでなく、岩芯部も褐色に風化している。 掘削ズリは径 10cm 以上の岩石が半分以下となるケースが多い。
4	土砂状、粘土状、破砕、当初より未固結 	肌落ちや抜け落ちが頻繁に生じる。 明瞭な連続した割目として認識しにくい。 一見塊状でも、ハンマーの軽打で細片に崩れる。 掘削ズリはほとんどが土砂状となるケースが多い。

[(E) 割れ目の頻度]

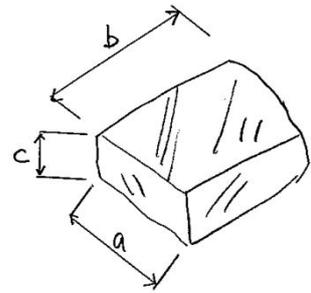
Q 1. 割れ目の頻度はどの亀裂を見ればよいでしょうか？

A 1

□ 亀裂には以下の 2 種類に分けることができると考えます。

- ① 通常の見視観察で分かる亀裂
- ② 近接見視をしてようやく分かるか分からない程度の細い亀裂
または潜在亀裂

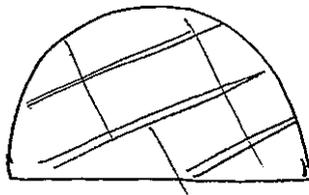
切羽観察表でいうところの割れ目とは、トンネル掘削により、切羽に凸凹を作るような明確なものをいい、潜在的な節理等の割れ目は含まないものを言いますので、潜在亀裂ではなく、通常の見視観察で分かる亀裂①ということになります。



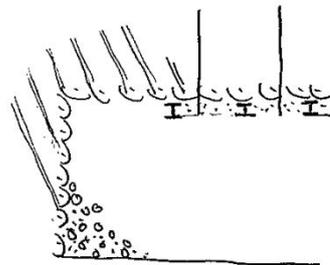
【図 E-1 岩塊の形状】

岩塊の形状は様々ですが長方体に近い形をしている岩塊を例にとりますと、「割れ目の頻度」とは図 E-1 の a、b、c の 3 種類があり、そのうち最も狭い c をいいます。

例えば鏡面をみると図 E-2(a)のように割れ目が少ない場合でも、天端や側方の素掘り面に細かい間隔がある場合があります。その場合は「割れ目の頻度」は天端や側方の素掘り面（図 E-2 (b)）の間隔で決まります。



(a) 鏡面の亀裂間隔



(b) 側面の亀裂間隔

【図 E-2 割れ目の頻度の決め方】

ちなみに、発破をすると岩盤は亀裂にそって細かく破碎されますが、多くの場合は潜在亀裂の箇所も分離破断されます。従って、トンネル掘削ズリは潜在亀裂の頻度を示していて、「割れ目の頻度」ではないと考えられます。

「割れ目の頻度」はあくまでも切羽で評価しますので、切羽が見えにくいときは、施工者に灯光器等で切羽を明るくしてもらい、切羽を観察して割れ目の頻度を決めて下さい。

[(F) 割れ目の状態]

Q 1. 割れ目の状態で亀裂の「開口」について説明してください。

A 1

目視観察で分かる亀裂には密着した亀裂と開口した亀裂があります。

■密着した亀裂

密着した亀裂は写真 F-1 のように岩盤の形状から亀裂があることが分かりますが、紙のような 1mm 以下の薄い鉄板さえも差し込むことができない亀裂を言います。



【写真 F-1 密着した亀裂】

■開口した亀裂

開口した亀裂は薄い鉄板を差し込めるだけでなく、数mm以上開いている場合があり、明らかに開口していることを目視で認識できます。



【写真 F-2 開口した亀裂】

亀裂が開口しているということは、その亀裂内を空気や水が通過していますので、水や空気による風化が進行している場合が多いです。

写真 F-2 の亀裂は硬い岩質のためほとんど風化は進行していませんが、写真 F-3 は褐色を帯びて風化をしています。

■粘土や砂礫を介在した亀裂

写真 F-3 はもろい岩質の地盤の場合で、開口亀裂を水や空気が通過することで風化が進行しています。

その結果、開口している岩石の部分が粘土や砂礫状となり、亀裂内に充満している様相となっています。



【写真 F-3 粘土を介在した亀裂】

[(G) 割れ目の形態]

Q 1. 割れ目の形態の決め方について教えてください。

A 1

割れ目の形態はいろいろですが、大きく分けるとランダム方形、柱状、層状（片状、板状を含む）及び亀裂が不明瞭で全体に土砂化した状態の4種類に区分されています。

割れ目の形態の判断は、全体的にみて切羽や天端の安定性に最も影響していると考えられる重要な亀裂の形態で判断してよいと考えます。

【表 G-1 割れ目の形態の説明表】

(G) 割れ目の形態	状態・解説
1. ランダム方形	<p>明瞭な卓越する亀裂方向がない状態。 塊状岩塊</p> 
2. 柱状	<p>一定方向の柱状節理が発達している。 玄武岩や花崗岩等の火成岩が冷却する時に出来る。しかし、柱状となっている岩盤は少ない。</p> 
3. 層状、片状、板状	<p>層理面や片理面に沿った割れ目形状で、堆積岩の場合は層が厚いため層状と呼び、変成岩の場合は層が薄いため片状または板状と呼ぶ。</p> 
4. 土砂状、細片状、当初より未固結	<p>バックホウで容易に掘削が可能な程度の状態。 どの岩石の場合でも、著しい風化変質によって土砂状となり、割れ目が認識できない場合は、「4. 土砂状、細片状、当初より未固結」を選択します。</p>

Q2. 岩石名で割れ目の形態を決めてもよいでしょうか。

A2

岩石名で割れ目の形態を一義的には決めることはできませんが、代表的な亀裂の形態としては参考になります。判断は切羽を全体的にみて切羽の安定性に最も影響していると考えられる亀裂を観察して決めて下さい。

【表 G-2 岩石グループと岩石の種類の関係表】

		岩盤の初生的性質を反映した新鮮な状態での強度の区分			割れ目の形態
		H (硬質岩) 80N/mm ² 以上	M (中硬質岩) 20~80N/mm ²	L (軟質岩) 20N/mm ² 以下	
劣化のしかたによる区分	塊状岩盤	はんれい岩, かんらん岩 閃緑岩 花崗閃緑岩 花崗岩 石英斑岩, 輝緑岩 花崗斑岩 ホルンフェルス 角閃石岩	安山岩 玄武岩, 輝緑凝灰岩 石英安山岩 流紋岩 ひん岩	蛇紋岩 凝灰岩 凝灰角礫岩	ランダム 方形 (柱状)
	層状岩盤	中・古生層砂岩 石灰岩, チャート(珪岩) 片麻岩	第三紀層砂岩, 礫岩 粘板岩 中・古生層頁岩	千枚岩 黒色片岩, 黒墨片岩 緑色片岩 第三紀層泥岩	

●●岩：火成岩 ●●岩：堆積岩 ●●岩：変成岩

[出典：道路トンネル技術基準(構造編)・同解説 平成15年11月 (社)の本道路協会 p80 一部加筆]

(G) 割れ目の形態は切羽安定を評価するための指標です。

「ランダム方形」が1、「層状、片状、板状」が3で、「ランダム方形」の方が切羽が安定しているとの評価です。

これは「ランダム方形」の方が「層状、片状、板状」より抜け落ちがしにくいためにより良い評価となっています。ここではこのように切羽の安定の観点から割れ目の形態を評価することが求められます。

岩石グループで層状岩盤の多くは「3. 層状、片状、板状」となる傾向のようです。

塊状岩盤は「1. ランダム方形」が多いようですが、例外もあります。例えば花崗岩等は明確な方向性を持つ節理がよく見受けられますが、亀裂の形は層状のように長い幅で続くのではなく、直行する節理で区切られサイコロ状になっています。このように明確な方向性を持った節理等はランダム方形と層状の中間の柱状として評価することができます。

一方、第三紀層砂岩、礫岩等も岩石グループは塊状に属しますが、互層を呈することがあります。亀裂に卓越した方向性があれば「層状」という言い方もできます。

このように、岩石名も参考にすることもできます。

[(H) 湧水]

Q 1. 湧水の目安について具体的に表現して下さい。

A 1

ここでいうところの「湧水」とは、切羽の鏡面、無支保の素掘り面およびその周辺についての湧水状況を言い、鏡面だけの状況でないので注意して下さい。

一方、水抜きボーリング孔や長尺削孔から孔奥の湧水が鏡面に出ていることがあるが、ここではあくまでも切羽周辺の湧水についての評価なので、それを無視して評価して下さい。

【表 H-1 湧水の目安表】

(H) 湧水	状態・解説
1. なし・滲水程度	切羽が全面的に乾いているか、あるいは部分的に水が滲んでいる状態。
2. 滴水程度	<p>水がポタポタ落ちる状態。 素掘り面から水がポタポタ落ち、ヘルメットや作業服が少し濡れる状態。</p> 
3. 集中湧水	<ul style="list-style-type: none"> ・鏡面や素掘り面の1か所あるいは複数個所から水道の水のように水が束になって流れ出る状態。 ・割れ目から圧力を持った地下水が噴出する状態。 ・装薬孔やロックボルト孔より地下水が噴出する状態。 
4. 全面湧水	水が雨のように落ち傘がほしい状態

■ 定量的な水量

・ 少量の湧水

家庭にある水道の蛇口から出る水量が最も身近で私たちが理解できます。

水道の蛇口から出る水量は最大で 20～30 ㍓/分程度です。

・ 大量の湧水

トンネル湧水量は現場では m^3 ではなく t (ト) という言葉をよく使います。 $1m^3=1t$

トンネル全体の湧水量はトンネルにより様々ですが、その目安は 1km あたり概ね 0.1～1t/分程度です。

以下のように考えると湧水量がイメージ出来ると思います。

0.1t/分 = 3～5 本の水道水が常時同時に出水している状態

1.0t/分 = 30～50 本の水道水が常時同時に出水している状態

[(I) 水による劣化]

Q 1. 水によって劣化するとどのような状態になるのか教えてください。

A 1

ここでいうところの「水による劣化」は、現状だけでなく将来における劣化の可能性についても判定します。現時点で劣化していなくとも、スレーキングのように将来に劣化することも合わせて評価して下さい。

【表 I-1 水による劣化の状態】

(I)水による劣化	状態・解説
1. なし	<p>堅固な硬質岩では大量湧水があっても、岩盤そのものは全く劣化せずにびくともしない。</p> 
2. 緩みを生ず.	<p>湧水によって割れ目が軟質化や流出化するため緩みを生じるので、割れ目の状態で粘土を挟む地質等はこれに相当することが多い。</p>  <p>右写真は割れ目に粘土を挟む地質である。このような地山は「緩みを生ず」に相当する。</p>
3. 軟弱化	<p>湧水によって割れ目だけでなく岩石芯部に向けて軟質化や流出化する状況を言う。</p> <p>スレーキングのしやすい泥質岩盤や膨張性のある岩盤(膨張性粘土を含む凝灰岩、泥岩、蛇紋岩等)が相当する。</p>  <p>右写真は水を含んでスレーキングした岩盤</p>
4. 崩壊、流出	<p>固結度の低い砂岩(真砂土のように水によって流出する)、未固結地山が相当する。</p>

■現時点で切羽に水がないときの劣化の推測方法

「将来における劣化の可能性」を予測することは難しいですが、トンネル入り口から切羽に至るまでの坑内の地盤状態や仮置き場のズリが参考になります。

水によって劣化しやすい泥質岩等では路盤は水によって泥濘化し、極端な場合は長靴がとられるようなこともあります。一方で堅固な砂岩等では水が路盤を流れていても全く泥濘化しない岩盤もあります。

また、仮置き場に置かれている搬出済みズリ等も劣化の程度を予測する上で参考になります。

それらを参考にして判断をして下さい。