島根県仁多地区の花崗岩類の風化.

宮内　彰

1. 花崗岩類の分布について.

仁多管内は面積約366 km^2 であり. そのうち. 80% 位の広さは中生代白亜紀末の花崗岩類を基盤岩とし. 他の15%位は主として白亜紀の流紋岩ないし石英安山岩質火砕岩類である。小範囲に分布するものとして第四紀の玄武岩あるいは新第三紀の頃の岩脈類である。これらの分布を図-1に示す。

花崗岩類はその組成によってこの地区ではおおよそ4種類に分類することができる。すなわち

(イ) 島取花崗岩
(粗粒黒雲母花崗岩)

(ロ) 横田花崗閃緑岩
(粗粒角閃石黒雲母花崗岩)

(ハ) 竜駒花崗岩
(中粒黒雲母花崗岩)

(ニ) 半深成複合岩
(石英閃緑玢岩・花崗斑岩及び文象斑岩)

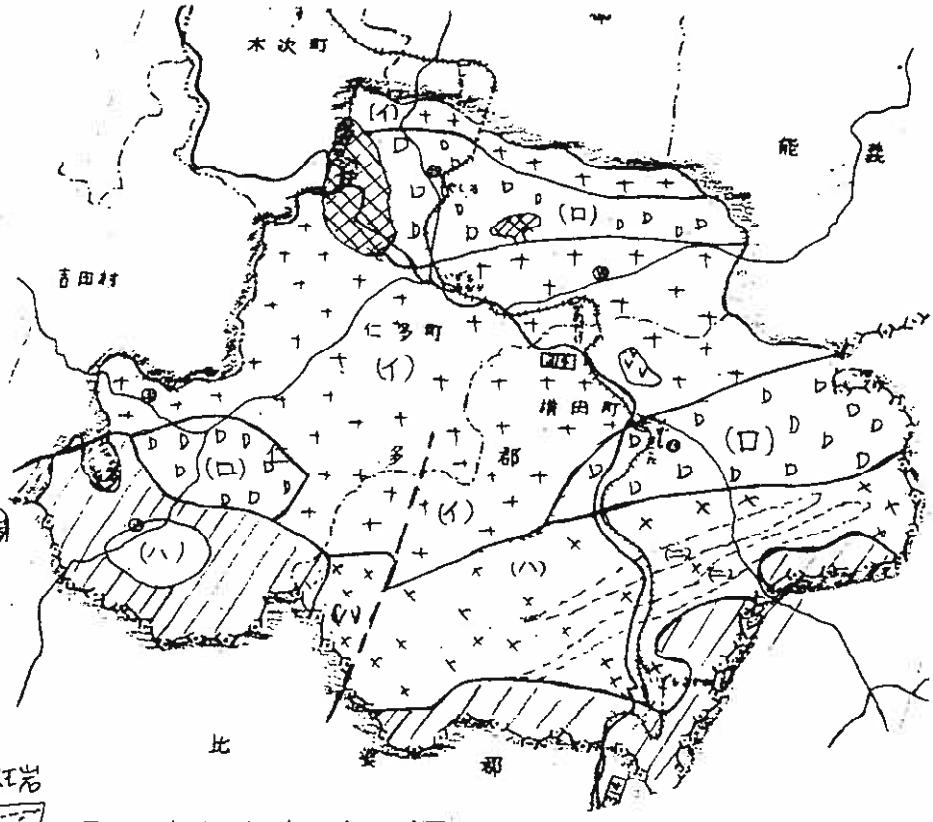


図-1 花崗岩類分布図

生成順序は(ニ)が古く(イ)が新しい。それぞれの岩相的特徴を示すと

(ニ); 石英閃緑岩, 花崗斑岩ないし文象斑岩などの半深成岩からなり, これらが入り乱れており, それぞれの境界ははっきりしない。その上(ハ)の竜駒花崗岩の侵入をうけて, さらに複雑なものとなっている。

(ハ); 中粒, 等粒の黒雲母花崗岩で, 新鮮なものはカリ長石の色を強く反映してピンク色を呈する。長石類の一部は白色雲母化し, 黒雲母は緑泥石化していることがある。

(ロ); 主成分鉱物は斜長石, 石英, カリ長石, 緑色角閃石, 黒雲母で小粒のアパタイト, ジルコン, チタン鉄鉱などを伴う。本岩体には数多くの塩基性のゼノリスが含まれている。

(イ); 極めて粗粒、均質な岩体で、外観はピンク色を呈することを特徴とする。主成分鉱物は径 0.5~1 cm 位の石英、カリ長石、斜長石、黒雲母である。鳥取花崗岩の絶対年代は K-Ar 法と Rb-Sr 法で行なわれており、いずれも 61 m.y.[2] という年代が示されている。

また花崗岩類の配列は NE－SW 方向に延びており、この傾向が明瞭に顕われている地域である。

2. 地史的変遷

先に記したようにこれらの花崗岩類は 6100 万年以前にすでに生成していたことがはっきりしている。この時代は中生代の末期であり、この頃から、古第三紀にかけては四万十造山運動があった。中国地方では広島変動、もっと大局的にみると、燕山運動 (Enshan movement) と呼ばれる一連の酸性火山活動があった。まず最初に湖沼性の盆地にはじまった安山岩質岩類の火山活動(関門層群硯石統)、これに引きつづいて流紋岩を主体とする陸成層の濃飛流紋岩類の火山活動、さらに白亜紀の末期に濃飛流紋岩の分布地域一帯に大規模な花崗岩の貫入活動が引きつづき生じて、これらが仁多地域に分布している花崗岩であり、広島県、島根県に広く分布している。これを一括して広島変動と呼ぶ。この時代は、中国山地の西南日本外帯及び内帯とも隆起の時代である。大陸の縁辺部としての日本列島は古第三紀を通じて隆起し、太平洋側は沈降するという傾向をたどっていた。

新第三紀に入るや、それまで隆起していた日本列島はマントルに達するような洋部裂隙が生じ、全く新しい造山運動すなわちグリーンタフ造山運動がはじまる。新第三紀の時代区分を表-1 に示す。仁多地区は中新世初期までは陸域を保ちつづけているが、中新世中期になると瑞浪－六甲－仁多－日本海へと続く古瀬戸内海があった。このように中新世においては仁多地区が海底面に没した時代があり、近くの多里地区あるいは津山の辺りには頁岩の中から見せウニの化石が産出する所がある。

表-1 新第三紀対比表

標準				島根県東部	島根半島	
新第三紀	鮮新世	後期	鮎川層	和久羅山安山岩 錫山安山岩 鶴田玄武岩		200万年前
		前期	島本層			500万年前
	中新世	後期	北浦層			
			鍋川層	松江層 布志名層	松江層 古江層	約1000万年前
			女川層	大森層	牛切層	
		中期	西黒沢層	久利層	成相寺層	約1500万年前
		前期	右島層	川合層	古浦層	約2000万年前
			西男鹿層	波多層		約2500万年前

――は不整合

この化石を持つ層は仁多地区ではもっぱら備北層群と呼ばれているが、表-1の対比表の川合～久利期に相当する時代である。この地層は標高500～600mの間に分布しているようである。

この中新世の時代にはグリーンタフの活動に伴って岩脈の貫入、噴火のための偏圧断層の発生などにより熱的変質作用及び力学的異方性化作用を花崗岩類に与えた時代でもある。

またなぜこの地域の花崗岩類はNE－SW方向の節理系が強いかという問いに対して、今の所はこの時代に始まった基盤しゅう曲で東西圧縮を生じたためではないかという考え方が提唱されている。この場合の基盤とは図-9のcrustであり、基盤しゅう曲を生ぜしめる原動力はupper mantleの運動とは別に花崗岩類の粘性流動であると仮定している。ともあれ、この時代以降の変質作用、基盤しゅう曲運動こそが、現在の花崗岩の深層風化をひきおこす素因をもたらしたと考えられる。

図 6・17 中新世初期(吉男盛期)の古地理図
図-2

図 6・26 中新世中期(女川-鉛川期)の古地理図
図-3

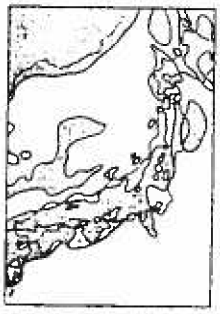


図 6・27 群新世初期(藤本期)の古地理図
図-4

図-5
177 グリーンタフ地域(藤正雄・八木誠三・舟橋三男, 1956, 一部加筆)
点の部分はグリーンタフ地域で、中新世に火山活動のいちじるしかったところ。ここはまた地層も厚い。

図 4.16 日本の白亜紀花崗岩の分布(島津光夫による)
図-6

Fig.1
図-7

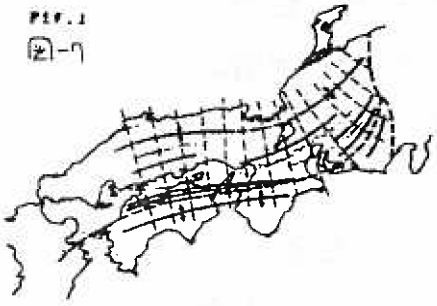


Fig.2
図-8

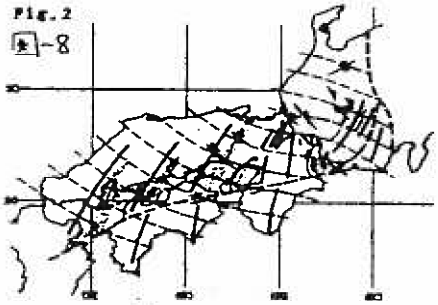


Fig.3
図-9

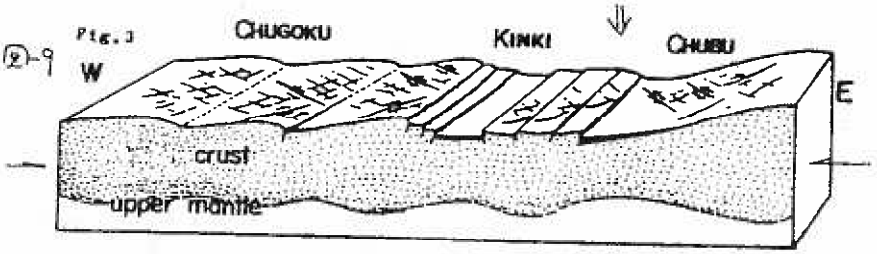


Fig.1 Map of Southwest Japan in late Pliocene showing the depressional zones (dark parts) and the axes of anticlinal uplifts (thick lines). Dotted lines indicate the trajectories of maxium compressive stress axes. Thick dotted lines show the large tectonic lines; W-S: Itoigawa-Shizuoka line, E-W: Median tectonic line. (K.HUZITA, 1970)

Fig.2 Map of Southwest Japan in Pleistocene showing the tectonic elements indicated by the same marks as Fig.1. Arrows show the strike-slip movements, most of which are accompanied with micro-earthquakes. (K. HUZITA, 1970)

Fig.3 Schematic block diagram of the Inner zone of Southwest Japan showing the foundation folding, along the axes of which thrust faults develop. Conjugate sets of strike-slip faults and of master joints also occur in the crustal surface. (K. HUZITA, 1970)

表－2

日本海の謎　細野

時代区分			年代（何年間）	主な出来事
日本列島の隆起時代	〔日本海の現代〕	沖積世（後氷期）	1500年	新しい砂丘
			2000年	埋没林、泥炭層
			3000年	（海面やや下がる、気温やや低下）
			6000年	縄文海進、貝塚、海食洞
			8000年	海面現在の位置まで上がる
			1万年	
	洪積世（氷河時代）	ウルム氷期	2万年	海面低下100m余り、閉じた日本海
			7万年	ウルム氷期、海面の昇降
		リス・ウルム間氷期		海面上昇、段丘
		リス氷期	15万年	
		間氷期		海面昇降と気候変動、段丘
		ミンデル氷期	50万年	
	〔内海時代〕		100万年	閉じた日本海 〔高度変動〕丘陵と平野の分化
日本海の生成・発展	〔大桑海〕		200万年	深い海、トギとクジラの海
			300万年	〔海進も、日本列島隆起のきざし〕
	〔音州変動〕		1000万年	タコブネ海流
				デスモスチルス日本海へ
	〔広く浅い海〕		1200万年	暖流をはらむ海
			1500万年	
	〔ビカリア海〕		1800万年	ビカリア時代、そよぐ熱帯林
			2000万年	
	〔火山活動〕		2500万年	火を噴く断裂、グリーン・タフ変動はじまる
			2600万年	海のはじまり、月長石流紋岩
（長い前史）	〔陸地時代〕		5000万年	塩泉流紋岩の噴出、花こう岩の貫入
	〔塩泉変動〕		8000万年	
	〔手取湖〕			手取湖時代
	〔手取海〕		1億5千万年	手取海、日本と治海州をむすぶ

さらに古い悠久の歴史

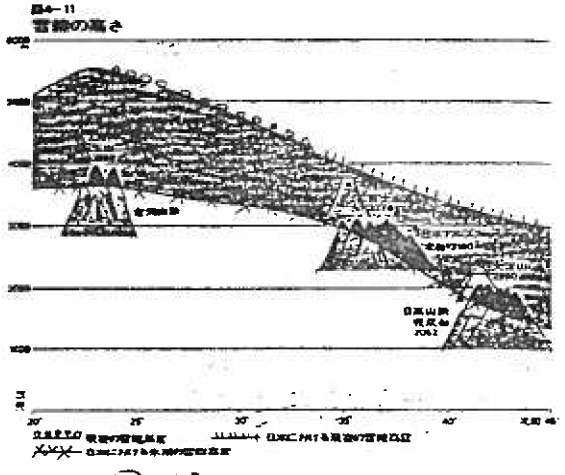
表－3

60表　第四紀の編年と旧石器文化（井尻正二・湊正雄、1966）

時代区分		編年 10⁶年前	気候	パルト海古地理 海水面 海道（南取）水床	変動土	文化階梯	人類
沖積世	亜アトラント期		W	マイア海		新石器文化	鉄文化
		2.5					青銅文化
	亜ボレアル期	4.0	K	リムネア海			
		4.5					新石器文化
	アトラント期		W	リットリナ海	+2m −13m		
		7.5					
	ボレアル期	8.0 8.5	K	アンシルス期	−15m		縄石器文化
		9.0					
	先ボレアル期		K	ヨルジア海	スコンジナビヤ 水床2分		
		10.0					
洪積世後期 ウルム氷期	ウルム氷期後期（主ウルム亜氷期3）ウルム氷期	新ドリアス期	K	ラ氷堆石		後期旧石器文化	
		11.0					
		アレレード期	W				
		12.0		レニングラード氷堆石			
		旧ドリアス期					
		ベーリング期					
		13.0					
		最古期	14.0	ランデランド氷堆石	−70m		
		ドリアス期	K				
			15.0				
			16.0	ポンメル氷堆石			
			17.0				
	ウルム最盛期（主ウルム亜氷期2）ウルム氷期		20.0	最寒冷期	−130m		
			K				
			25.0				
			W				
	主ウルム亜氷期 ウルム氷期		K		−100m		
			29.0				
	ゲトワイデル間氷期		W			中期旧石器文化	
			44.0				
	古ウルム亜氷期		K		−100m		
			53.0				
	リス・ウルム間氷期（R／W）（エエム温暖期）		W	モナストリア海進	Ⅱ +8−5m Ⅰ +18−15m		
		150.0					
洪積世中期	リス亜氷期（R）	リス亜氷期 Ⅱ リス亜氷期 Ⅰ	K		−100m±	前期旧石器文化	
	ミンデル・リス間氷期（M／R）（ホルスタイン暖期）		W	チレニア海進	Ⅱ +30m Ⅰ +45m		
		380.0					
	ミンデル氷期（M）Ⅱ Ⅰ		K		−100m±		
	ギュンツ・ミンデル間氷期（G／M）（クロムノル暖期）		W	ミラチア海進	+60m		
		600.0					
洪積世前期	ギュンツ氷期（G）Ⅱ Ⅰ		K			早期旧石器文化	
	ドナウ系冷期	ワール暖期	W	シシリア海進	+90m		
		エプロン系期	K				
		テゲレン暖期	W	カラブリア海進			
		ブルェゲン系期	K				
		2000.0					
鮮新世							

第四紀は200万年前にはじまる。島根県東部には鮮新世（600万年前～200万年前）の堆積層は欠除している。即ち陸化していた時期である。第四紀は氷河の時代ともいわれる。洪積世にはギュンツ、ミンデル、リス、ヴュルムの4回の氷河期があり海水面の変動及び火山活動による火山灰の堆積が特徴的である。

氷期の時には、海水面は低下し、陸域は拡大する。地表面は物理的な風化の進行する時期となり、氷河による崖錐層の発達、雪線以下での河川氾濫原の段丘礫層の発達などがある。これらの堆積層を追跡していくと、礫層の下にあるいは礫層そのものも非常に風化が進み著しく赤色風化した地層がある。ある説によればこれはリス・ヴュルム間氷期と、ヴュルム氷期中の亜間



図－10

氷期のものであろうとされている。また三浦清によればそれ以前の鮮新世末の都野津層堆積以前の赤色風化作用も広く及んでいることを指摘している。

3. 風化研究の現状

花崗岩の風化における、その物理的状態と風化程度の相関性については、Ruxton と Berry (1957) が一般によく引用されている。彼らの状態把握にはいまだ弾性波速度 Vp 値が導入されていない。その後 Vp 値との関係が数多く求められた。一例として柿谷悟 (1973) のまとめた、花崗岩風化状態と Vp 値の相関図表を示す。

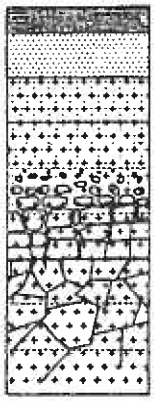


図1 風化帯の区分と弾性波速度

図-11

風化度	記号	特徴
表層土	S	腐植、草木根、未風化礫や塊ボクなどを含む。
移動マサ	M	一般に小規模の移動・堆積による。
化学的風化帯第一	C_1	原岩の組織を留めているが、石英以外の造岩鉱物は大部分変質して粘土鉱物に変わり、粘着性を帯びている。
化学的風化帯第二	C_2	原岩の組織を留めている。石英のほかカリ長石もほとんど風化変質していない。粘着性があまりない。
化学的風化帯第三	C_3	原岩の組織を留め、化学的風化真砂の中に未風化礫が残っている。上部は小円礫、下部は大きな角礫となる。
物理的風化帯第一	P_1	ブロックの角がとれて丸味を帯び、節理が明瞭でない。
物理的風化帯第二	P_2	原岩の節理が明瞭である。ハンマーでたたくと簡単に割れ易い。
物理的風化帯第三	P_3	大きな割れ目が明瞭で、ハンマーでたたいてばらばらにならない。
未風化岩	F	

表-4 表1 風化帯の区分

三浦清 (1966) は花崗岩の風化に対して上記 Vp 値以外に貫入 N 値との関係を求めている。

$$d = A \log N - B \quad \text{——(式-1)}$$

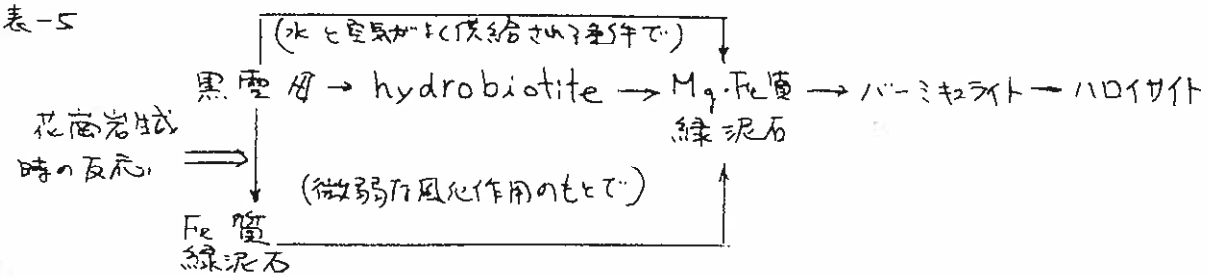
d : 深さ (m)

A, B ; 風化係数

N : 標準貫入試験値

(式-1) において A・B とも大きい値の時により風化が進んでいるとしている。さらに、風化の進行の指標として、黒雲母 (Biotite) を中心にみた場合のその変化階程を次のシェーマで示している。

表-5



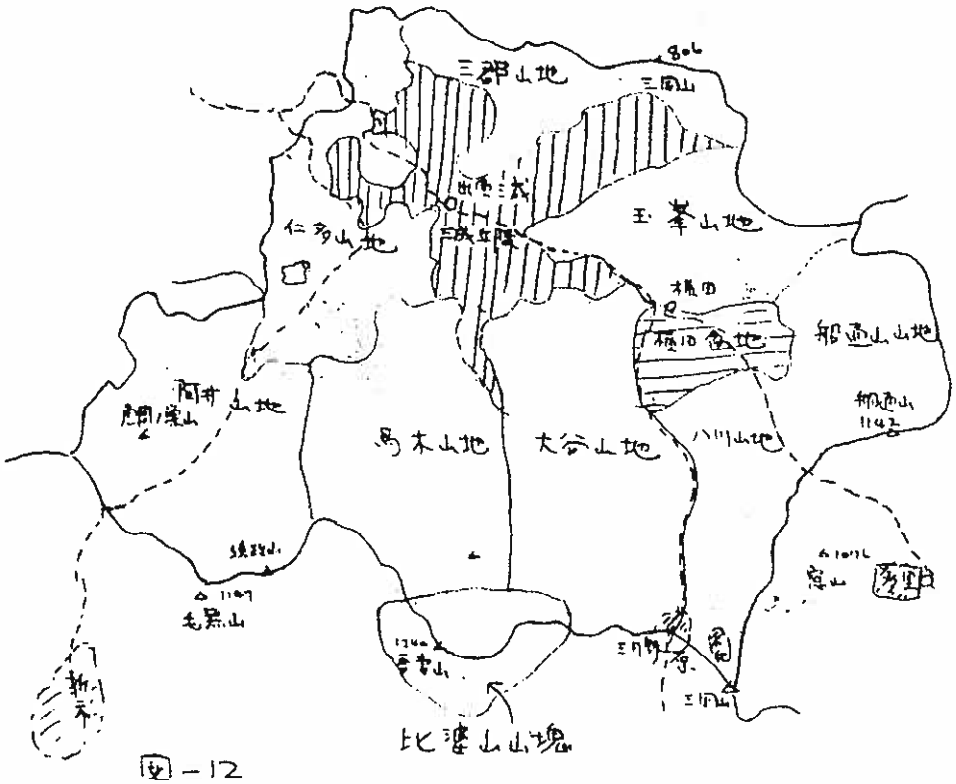
この三浦シェーマと図-11、表-4との関係はきれいに equal になるかどうかは分らないが、バーミキュライト発生時では C_1 階程に入っているとみなされる。

また力学的強度と岩盤区分に関しては非常に多くのデーターが集まっており、

「風化花崗岩とまさ土の工学的性質とその利用」（土質工学会編：1979）に詳しく紹介されている。これらの力学強度を追求する方法論と前記二者の追求する方法論は異なっており、追求する目的も異なっている。柿谷悟や三浦清らはなぜその場が風化しているのか、いかなる時期の風化の影響が大きく作用して、そのレリックが現在あるのかを目的としている。このような目標は一見工学的にはあまり直接性がないと思われるかも知れないが、その分布範囲を知ろうとする時大きな指針を与えてくれる。そのような意味で、図-8,～図-10に示した概念は徐々にではあるが、検証されつつあるようである。

4. 仁多地区の風化

深層風化をまたしている郡は▨印の三成丘陵地形部である。まだ調査点数は少ないこと、地形面と風化程度との関連性を追跡していないことなどの理由により、ここでは各論的ではあるが、風化の弱い所、強くない所を気がついた順に考えておくことにする。



図－12

① 玉峯山は標高820mであるが、山頂全体面は硬質な基盤岩が露出しており、玉峯山地の風化深度は厚くない。ここは、中生代白亜紀花崗岩（斐伊）の分布する所である。

② 横田盆地はかつて風化したものが流出してほったような地形である。「横田花崗閃緑岩」の分布する所であり、この花崗閃緑岩は風化しても粘着力はなく、砂状にがうがうと分解する。

③ 大谷山地は、半深成複合岩（文象斑岩など）の分布する所で、風化に対し抵抗力がある。

④. 馬木山地は. 中央部で丘陵地形状をしている所がある。大馬木川と下横田川に面する所では開析谷の巾が広くなり. 丘陵性の所では風化が進行している。花崗岩の分布域である。

⑤ 阿井山地 . ここは④と同様の傾向を示す。

⑥ 仁多山地 . ここは山頂部では風化層が厚いが. 川沿いの山腹は硬岩が露頭する。すなわち. 断層地形の部分では. 川筋となり風化層は流出してしまっている。三沢一鴨倉地区では花崗閃緑岩が分布し. 斐伊川側では道路上に落石の多い所である。これは. 道路が軟岩土状の風化程度の山側を通過していることに起因する。

⑦ 三郡山地 . ここは標高806mの三郡山があり. ほぼ東西方向に山頂が連なる所である。目下. 大仁鬼道のトンネルを掘進中である。標高600m付近では硬岩が山腹に露出する。600mより低い所では. 風化してマサ土状を同心円状にかぶっている。この山地は粗粒黒雲母花崗岩(鳥取花崗岩)の分布する範囲である。貫入岩が多く. ランプロファイヤー . アプライトの岩脈が走り. このために局所的に風化が進行している所がある。

以上