The Japanese Geotechnical Society

軟岩をめぐる諸問題—花崗岩の風化とその力学特性—

WEATHERING OF GRANITES AND THEIR MECHANICAL PROPERTIES

三浦　清*

1. まえがき

風化花崗岩については各種の災害と関係して古くから注目されているが，その力学的性質については必ずしも十分に解明されているとはいえない。その原因の一つにはその力学的研究成果が岩石学的領域との関係において十分に検討されていない点にあるように思える。筆者はこれらの点を加味しながら，風化花崗岩の力学的側面について述べる。

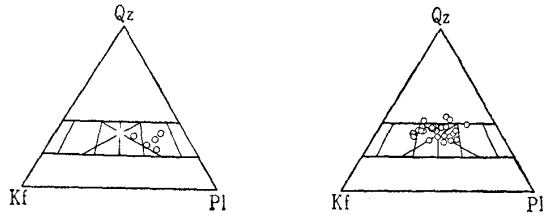
2. 花崗岩の分類とその土木地質学的意義

土木地質学にとって花崗岩の岩石学的分類は極めて重要である。それは，その分類上の位置が風化岩の性質，災害のタイプなどを規定する場合が多いからである。

花崗岩という用語はばくぜんと広義に使用される場合と狭義に使われる場合がある。広義にはフェルシックマグマが固結して生ずる火成岩の中でも粗粒の深成岩相を示す岩石に対して使用されるが，それは岩石学上，狭義の花崗岩，石英モンゾニ岩（アダメロ岩），花崗せん緑岩，石英せん緑岩（トナール岩）のすべてを含んでいる。

しかし，その分類が土木地質学上，重要な意味をもつからには，なるべく明確で客観的な分類法が望まれる。これにはチェイス（Chayes, 1957)[1] の記号法的分類が好適のように思われるので筆者はこれを使用している。これは，花崗岩の造岩鉱物に関する容量含有量を基本とするもので，石英（Qz），カリ長石（Kf），斜長石（Pl）の含有量に色指数，含有鉄苦土鉱物の種類とその量比を考慮に入れた記号表示の分類法である。まず，石英，カリ長石，斜長石含有量についてその三角ダイヤグラム上にプロットし，斜長石とカリ長石の比率が Kf/Pl<1/9 なら IP 型花崗岩，Kf/Pl>9/1 なら IA 型花崗岩，9/1>Kf/Pl>2/1 ならⅡA型花崗岩，9/1>Pl/Kf>2/1 ならⅡP 型花崗岩として分類する。ⅡAとⅡP型花崗岩の中間に位置する花崗岩はⅡ* 型花崗岩として分類され，更にこれを次のように細分する。（石英>カリ長石>斜長石）→Ⅱ(123)，（石英>斜長石>カリ長石）→Ⅱ(132)，（カリ長石>石英>斜長石）→Ⅱ(213)，（カリ長石>斜長石>石英)→Ⅱ(231)，（斜長石>石英>カリ長石)→Ⅱ(312)，（斜長石>カリ長石>石英)→Ⅱ(321)。

図—1に島根県下の大東花崗せん緑岩，吉田花崗岩の例をあげておく。更に，鉄苦土鉱物として黒雲母のみを含み，色指数が 2.43 の Ⅱ(213) 型のものなら BⅡ$(213)_{2.43}$，黒雲母(B）と角せん石(H）の両者を含み，色指数が 9.17 のⅡP 型のもので，B>H なら B/H Ⅱ$P_{9.17}$ と表現する。図—1の石英の上限と下限はそれぞれ 40% と 20% になっているが，実際には40%をはみ出す岩石もあるので IUGS (1973)[4] では上限を 60% にとっている。以上のほか，花崗岩の風化の鍵をにぎる斜長石の An 値が必要で，これにはX線回折法による $2\theta(131)-2\theta(1\bar{3}1)$ の差から求めるスミスら (Smith, 1956)[15] の方法が有効である。



(a) 大東型花崗せん緑岩の石英-斜長石-カリ長石三角ダイヤグラム　(b) 吉田型花崗岩の石英-斜長石-カリ長石三角ダイヤグラム

図—1

花崗岩の風化はその造岩鉱物レベルの問題で，風化作用に対して特に抵抗力のある石英と逆に抵抗力の弱い斜長石や黒雲母が共存しているところにその特徴がある。したがって，上記の分類上の位置から風化岩の性格もある程度予測される。

3. 花崗岩の風化

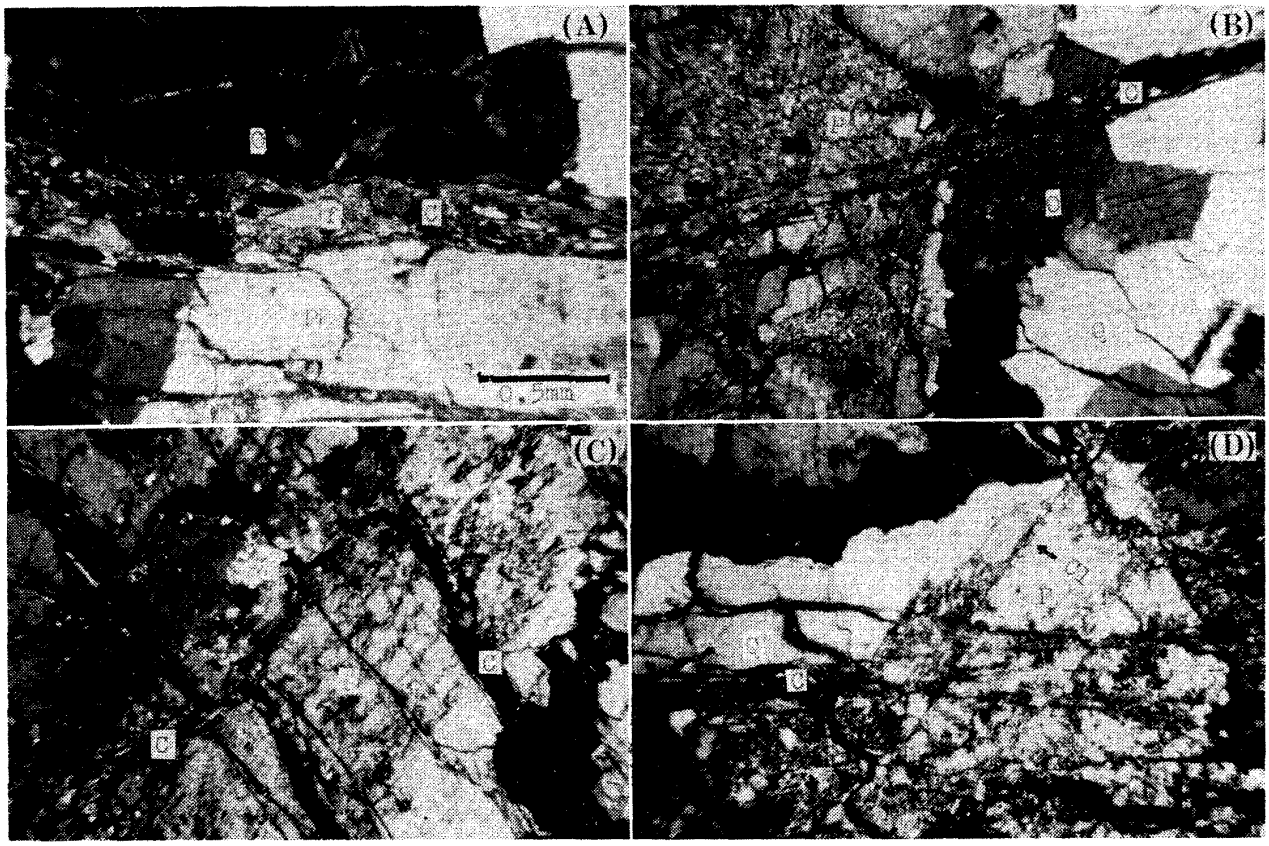
花崗岩の風化の特徴は厚い風化帯が形成されることと，それによって砂状の風化産物（まさ土）が生成されることであろう。この砂状の風化産物は単に砂を圧縮したようなものと違って，個々の造岩鉱物がその中に発達した細い不規則な割れ目を介してお互いにかみあいながら細粒化した状態となっている。この事実は風化岩の力学的性質を支配する重要な点である。**写真—1**はこの状態を示す。

風化帯がよく保存されている場合には最上部に赤色風化帯が見られ，下方に向かってまさ状風化帯に移行する。三

*理博　島根大学教授　教育学部

NII-Electronic Library Service

The Japanese Geotechnical Society



写真—1　まさ状風化花崗岩（ⅡP型）の顕微鏡写真

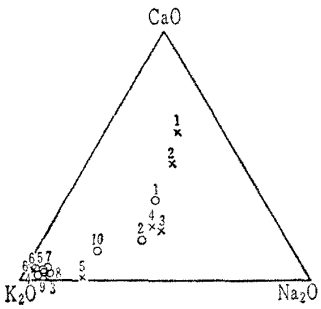
（A）0.2 mm 程度の幅をもつ割れ目も見られ（記号C）その中には角ばった鉱物破片が含まれる（記号f）。まれに平行な数 μm あるいは数 10 μm の割れ目がいくつかの鉱物結晶を切っている。また，これに直交する微小な割れ目も発達する。多くの場合，これらの割れ目を境にして両側の部分は数 μm あるいは数 10 μm のずれがある。

（B）微細な平行性の割れ目が発達し，それによって切られる斜長石の分解は著しいものがあるが，正長石や石英は新鮮である。また，割れ目は粘土鉱物化している（Q：石英，O：正長石，P：斜長石，C：割れ目）。

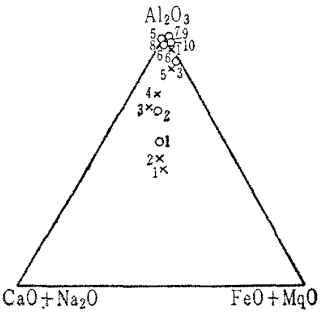
（C）斜長石（P）を切る二方向の割れ目（C）のうち，一方向の割れ目は他方向の割れ目を切っている。

（D）斜長石（P）や石英を切る平行性の割れ目に沿う粘土化は著しいが，これの割れ目と斜長石のへき開（記号C1）との交点付近から斜長石の分解はへき開に沿って進行する。この平行性の割れ目は数 μm のオーダーで両側の鉱物をずらせている。

浦(1973)[11]の江津深成岩体の風化はその好例である。この岩体の主体は IP 型で縁辺相は Ⅱ* 型となってともに厚い赤色風化帯が形成されている。この赤色風化帯は都野津層に覆われ，大西(1969)[14]によるこの都野津層の時代が鮮新，洪積両統の境界付近を示すことから，この風化の時代はほぼ第三紀末ごろと考えられる。この岩体の分類上の位置はそれぞれ H/B Ⅱ $(312)_{12.4}$ および HIP_{19}～$HIP_{22.4}$ である。**表—1，2** はその化学分析値を，**表—3，4** はそれぞれの地質的諸元を示したものである。**図—2，3，4，5** はこの分析値に基づいた成分の変化傾向を示したものである。これらの変化傾向から風化の尺度として（$Al_2O_3+Fe_2O_3+H_2O(+)$）に対する（$FeO+MnO+MgO+CaO+Na_2O+K_2O$）の比を求め，これを百分率として表現したものが化学的新鮮度である。また，新鮮岩に対する風化岩の化学的新鮮度を百分率で算出したものが絶対的化学的新鮮度（A. D. F.）である。**表—5，6** はその値を示したものである。A.D.F. 値はある程度その岩体内における化学的風化の程度を数値



図—2　$CaO-K_2O-Na_2O$ 三角ダイヤグラムによるⅡ(312)，ⅠP型花崗岩の風化作用に基づく組成変化（番号は分析番号）
○印：嘉久志，郷田付近のⅡ(312)花崗岩
×印：和木付近のⅠP型花崗岩



図—3　$Al_2O_3-(CaO+Na_2O)-(FeO+MgO)$ 三角ダイヤグラムによるⅡ(312)，ⅠP型花崗岩の風化に基づく組成変化（番号は分析番号）
○印：嘉久志，郷田付近のⅡ(312)型花崗岩
×印：和木付近のⅠP型花崗岩

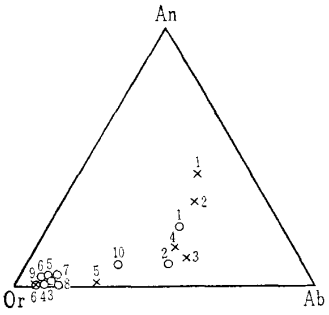
NII-Electronic Library Service

The Japanese Geotechnical Society

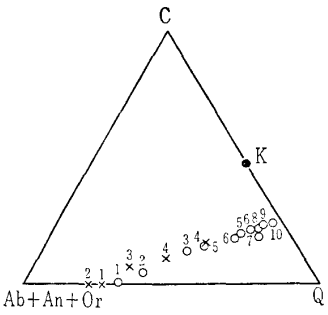
表—1　江津深成岩体 II(312) 型花崗岩とその風化岩の化学分析値
(江津市，喜久志，郷田付近)

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
SiO_2	67.81	68.96	64.72	65.34	63.94	63.95	6 5.33	62.88	63.93	665.76
TiO_2	0.47	0.44	0.63	0.54	0.60	0.60	0.56	0.62	0.69	0.62
Al_2O_3	13.86	13.98	16.47	17.51	18.72	18.63	1 7.71	19.72	21.11	20.58
Fe_2O_3	1.76	2.70	5.06	5.10	5.92	6.55	6.93	5.31	3.18	2.33
FeO	3.02	1.68	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.11
MnO	0.09	0.07	0.40	0.04	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
MgO	1.57	0.89	1.08	0.35	0.26	0.25	0.29	0.45	0.26	0.29
CaO	2.80	1.09	0.08	0.05	0.05	0.05	0.05	0.02	0.02	0.05
Na_2O	2.94	2.77	0.34	0.22	0.12	0.12	0.10	0.10	0.09	0.11
K_2O	3.46	3.90	4.92	4.18	2.13	2.22	1.31	1.11	1.07	0.35
$H_2O(-)$	0.30	0.82	1.51	1.20	1.34	1.68	1.39	2.07	1.70	1.89
$H_2O(+)$	1.23	2.02	4.13	5.20	6.42	5.83	6.70	7.20	7.34	7.49
P_2O_5	0.13	0.10	0.06	0.09	0.03	0.04	0.02	0.03	0.04	0.02
計	99.44	99.42	99.97	100.27	99.52	99.88	100.40	99.49	99.46	99.59
q	29.16	34.62	42.42	47.46	54.36	54.06	59.98	56.88	59.16	63.00
c	0.00	4.59	10.61	12.65	16.12	15.91	16.01	18.26	19.89	19.89
or	20.57	22.88	28.91	24.46	12.79	13.34	7.78	6.67	6.12	2.24
ab	24.63	23.58	2.62	2.10	1.05	1.05	1.05	1.05	0.52	1.05
an	13.07	4.45	0.28	0.00	0.29	0.28	0.28	0.00	0.00	0.28
en	3.90	2.20	2.70	0.90	0.60	0.60	0.70	1.10	0.60	0.70
fs	3.43	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
mt	2.55	3.94	1.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
hm	0.00	0.00	4.16	5.12	5.92	6.56	6.88	5.28	3.20	2.40
il	0.91	0.91	1.22	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.30
ap	0.34	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
r	0.00	0.00	0.00	0.65	0.64	0.64	0.56	0.65	0.65	0.48

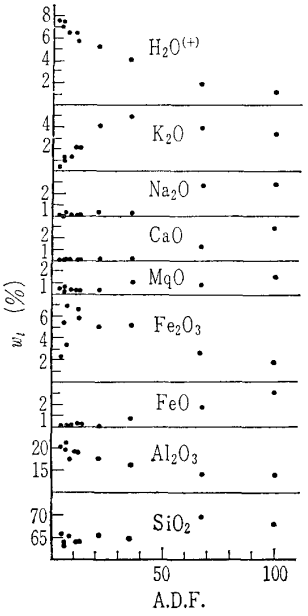
(1)：46110101　(2)：46110102　(3)：46091803　(4)：46051001　(5)：46051002　(6)：46051003　(7)：46051004　(8)：46051005　(9)：46051006
(10)：46051007　但し，(10)は古崖錐性堆積物で都野津層の部層



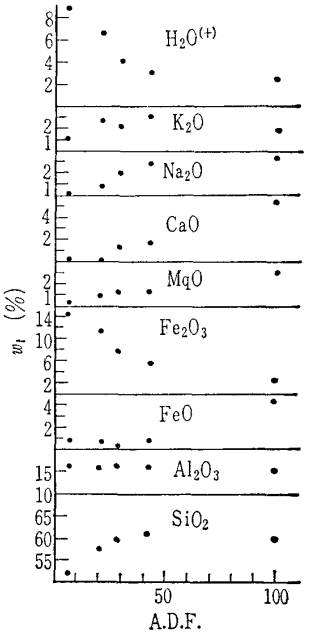
図—4　An-Or-Ab 三角ダイヤグラムによるII(312)，IP型花崗岩の風化に基づく組成変化（番号は分析番号）
○印：嘉久志，郷田付近のII(312)型花崗岩
×印：和木付近のIP型花崗岩



図—5　C-(Ab+An+Or)-Q 三角ダイヤグラムによるII(312)，IP型花崗岩の風化に基づく組成変化（番号は分析番号）
○印：嘉久志，郷田付近のII(312)型花崗岩
×印：和木付近のIP型花崗岩，K：カオリン



図—6　嘉久志，郷田付近のII(312)型花崗岩の絶対的化学的新鮮度（A.D.F.）と主な酸化物の関係



図—7　和木付近IP型花崗岩の絶対的化学的新鮮度（A.D.F.）と主な酸化物の関係

NII-Electronic Library Service

The Japanese Geotechnical Society

表—2　江津深成岩体　IP型花崗岩とその風化岩の化学分析値（江津市和木付近）

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
SiO_2	59.60	60.51	61.10	59.75	57.22	51.78
TiO_2	0.94	0.94	0.71	0.68	1.26	1.47
Al_2O_3	15.09	15.25	16.25	16.02	15.62	15.76
Fe_2O_3	2.62	2.98	5.62	7.64	10.95	14.40
FeO	5.24	4.18	0.68	0.31	0.70	0.64
MnO	0.44	0.35	0.17	0.10	0.05	0.09
MgO	3.14	2.65	1.38	1.36	1.01	0.28
CaO	5.97	5.03	1.61	1.21	0.05	0.05
Na_2O	2.55	3.08	2.94	1.95	0.74	0.04
K_2O	1.48	2.40	3.04	2.36	2.74	1.11
$H_2O(-)$	0.57	0.55	2.95	3.76	2.33	5.36
$H_2O(+)$	2.67	2.01	3.06	4.26	6.70	8.81
P_2O_5	0.11	0.11	0.25	0.06	0.07	0.23
計	100.42	100.03	99.76	99.46	99.49	100.02
q	19.62	17.64	27.54	34.98	40.74	46.62
c	0.00	0.00	5.81	8.16	11.32	14.48
or	8.90	13.90	17.79	13.90	16.12	6.67
ab	21.48	26.20	24.63	16.24	6.29	0.52
an	25.30	20.85	6.39	6.12	0.28	0.00
wo	1.39	1.74	0.00	0.00	0.00	0.00
en	7.80	6.60	3.40	3.40	2.60	0.70
fs	6.78	4.22	0.00	0.00	0.00	0.00
mt	3.71	4.41	0.46	2.09	0.00	1.86
hm	0.00	0.00	5.28	6.24	11.04	13.12
il	1.82	1.82	1.37	1.37	1.67	2.74
ap	0.34	0.34	0.67	0.00	0.00	0.00
r	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40	0.00

(1)：46051008　(2)：46051009　(3)：46091801　(4)：46091802　(5)：47012802　(6)：47012801

的に表現したものといえる。**図—6，7**は A.D.F. 値の変化に伴う化学成分変化を示した図である。これからわかることは，CaO, Na_2O 成分が A.D.F. 値の減少とともに急速に溶脱されることで，これは斜長石がいかに風化されやすい鉱物であるかということをよく示している。一方，K_2O 成分は A.D.F. 値の減少に伴ってある程度相対的に増加の傾向を示し，風化の極値に達して初めて減少する。これはカリ長石に関する問題であって，それが風化作用に対して斜長石とは全く異なる性格をもっていることを示している。つまり，カリ長石は同じ長石族の鉱物でありながら，風化の最末期近くまで残留する鉱物である。このことは顕微鏡下においても確認されるし，ケラー（Keller, 1954)[5]が示した結合エネルギーの計算からも推定されることである。A.D.F. 値の減少に伴う Al_2O_3, $H_2O(+)$ の増加は粘土鉱物の生成と関係し，FeO の減少は逆に Fe_2O_3 の増加とかかわりをもち，これは鉄苦土鉱物の酸化と関係する。もちろん，FeO の一部は溶脱するが，このことは MgO の減少

表—3　II (312) 花崗岩とその風化岩に関する地質的関係とその色調

試料番号	岩石の風化状態	地質関係	風化土色調
46110101	新鮮な岩石		
46110102	やや風化した岩石		10YR8/4（粉沫）
46091803	さらに風化の進んだ岩石		10YR8/6（〃）
46051001	赤色風化岩	都野津層下　7.5m	5YR6/8と7.5R7/8が不均質に混合
46051002	〃	都野津層下　2.5m	7.5R5/8
46051003	〃	都野津層下　2.0m	7.5R5/8
46051004	〃	都野津層下　1.0m	7.5R5/8に少量の10YR8/8の斑点
46051005	〃	都野津層下　0.25m	10YR8/8に少量の7.5R5/8の斑点
46051006	〃	都野津層下　0.15m	10YR8/8
46051007	古崖錐性堆積物	都野津層 M_3 層準	10YR8/8

表—4　IP型花崗岩とその風化岩に関する地質的関係とその色調

試料番号	岩石の風化状態	地質関係	風化土色調
46051008	新鮮な岩石		
46051009	〃		
46091801	やや風化した岩石	新鮮な岩石上　5.0m	5Y7/3（粉沫）
46091802	さらに風化の進んだ岩石	新鮮な岩石上　6.0m	10Y8/4（〃）
47012802	赤色風化岩	都野津層下　1.0m	2.5Y7/4の基地に10R7/8が脈状に入る
47012801	〃	都野津層下　0.2m	7.5R5/8

NII-Electronic Library Service

The Japanese Geotechnical Society

表—5　喜久志，郷田付近　II (312) 型花崗岩およびその風化岩の化学的新鮮度および絶対的化学的新鮮度((1)は新鮮岩)

分析番号	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
化学的新鮮度	83	56	29	17	8	9	6	5	5	3
絶対的化学的新鮮度	100	67	35	20	10	11	7	6	6	4

(1)：46110101　(2)：46110102　(3)：46091803　(4)：46051001
(5)：46051002　(6)：46051003　(7)：46051004　(8)：46051005
(9)：46051006　(10)：46051007

表—6　和木付近　I P型花崗岩およびその風化岩の化学的新鮮度および絶対的化学的新鮮度((1)(2)は新鮮岩)

分析番号	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
化学的新鮮度	92	87	39	26	19	6
絶対的化学的鮮新度	100	100	43	29	21	7

(1)：46051008　(2)：46051009　(3)：46091801　(4)：46091802
(5)：47012802　(6)：47012801

と密接に関係する事柄でもある。SiO_2 の変化は他の成分に比べると少ないが，この成分は単独の石英として残留しやすい成分でもあるし，粘土鉱物の成分としても当然残留することで説明されよう。

以上のように，花崗岩の深層風化に対しては化学的風化作用の果たす役割は大であるが，しかし決して単純なものではなく，それに先立つ地質的構造運動を主とする広義の物理的風化作用を考えなければならない。化学的風化作用はそれによる割れ目を通して Atomospheric input としての ($H_2O+CO_2+O_2$) を媒介に進行する。このことを大東花崗せん緑岩のボーリングコアで示そう。大東花崗せん緑岩は **表—7，8** で示す化学組成，鉱物組成をもち，平均的には，B/H II $P_{9.17}$ で示される花崗岩である。ボーリング地点は島根県木次町寺領で上部約 4m は大山降下火山灰，三瓶降下火山灰で，その直下から大東花崗せん岩地の赤色風化帯が発達する。火山灰との関係などから，その赤色風化の時代は約3万年より古く，中位段丘形成以後である。**表—9** にボーリング試料の化学分析値を示し，深さと A.D.F.の関係を**図—8** に示す。**図—9** は黒雲母，斜長石および Abrasion-pH を風化指標にとって深さとの関係を示したものである。黒雲母は風化に最も鋭敏に反応する鉱物で，黒雲母を B，黒雲母とバーミキュライトの混合層鉱物を B/V，緑泥石—バーミキュライト intergrade を (C-V)，

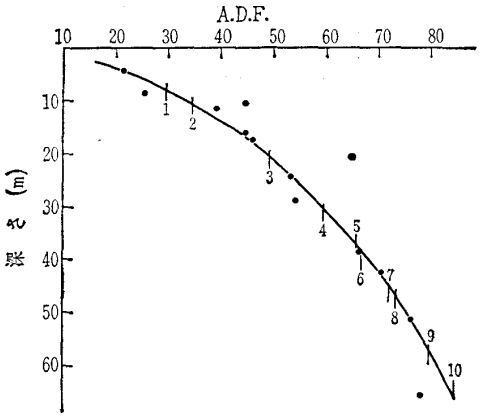
表—7　大東花崗せん緑岩の化学組成

	(1)
SiO_2	66.30
TiO_2	0.55
Al_2O_3	15.24
Fe_2O_3	1.76
FeO	2.42
MnO	0.07
MgO	2.11
CaO	3.91
Na_2O	3.64
K_2O	2.48
$H_2O(-)$	0.24
$H_2O(+)$	1.06
P_2O_5	0.15
計	99.93
A.D.F	100.00

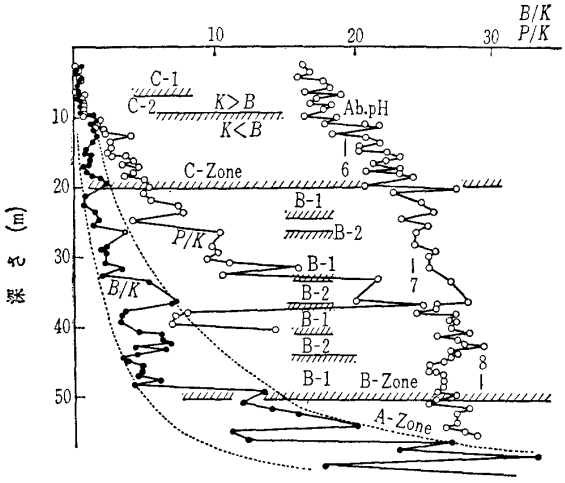
(1)：48031501

表—8　大東花崗せん緑岩の鉱物組成

造岩鉱物	容量パーセント
石英	26.36
斜長石	51.12
正長石	13.35
黒雲母	6.20
角閃石	2.50
その他	0.47
計	100.00
斜長石のAn (%)	30～28



図—8　風化岩の垂直的な岩石化学的変化（木次町寺領ボーリングコア）（図中の番号については**表—10**参照）



図—9　深さによる黒雲母，斜長石 Abrasion-pH の変化

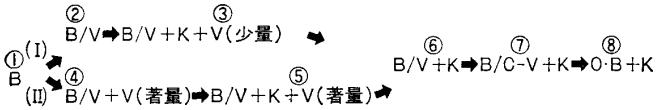
NII-Electronic Library Service

The Japanese Geotechnical Society

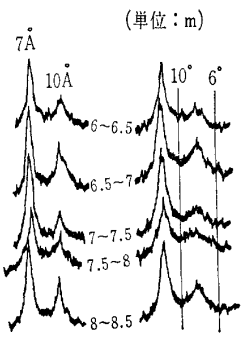
表—9　風化岩の垂直的化学成分変化（木次町寺領ボーリングコア）

成分＼深さ(m)	4	8	10	11	16	17.5	20	23.7	28	38	42	51	65
	4.5	8.5	10.5	11.5	16.5	18	20.5	25	29	38.5	42.5	51.5	65.5
SiO_2	60.41	63.37	67.02	64.70	66.00	66.21	67.21	66.78	67.20	67.46	67.02	67.94	69.87
TiO_2	0.74	0.61	0.67	0.51	0.60	0.60	0.54	0.44	0.49	0.61	0.60	0.44	0.29
Al_2O_3	19.93	17.38	11.38	13.06	15.30	04.98	14.16	14.26	14.23	13.64	14.17	13.92	14.80
Fe_2O_3	4.47	4.74	7.85	7.19	4.10	4.21	3.96	4.74	4.36	4.17	3.78	3.68	2.15
FeO	0.74	0.80	1.06	1.11	0.86	1.24	1.00	1.10	0.90	1.13	1.15	1.15	0.96
MnO	0.05	0.03	0.02	0.05	0.04	0.03	0.04	0.05	0.03	0.03	0.06	0.02	0.03
MgO	1.07	1.18	1.56	1.59	1.49	1.27	1.50	1.36	1.51	1.52	1.58	1.55	0.85
CaO	0.50	0.71	2.07	1.13	1.33	1.49	3.05	1.67	2.18	2.44	2.99	3.59	3.48
Na_2O	0.58	0.68	1.12	1.15	1.00	1.71	3.24	2.89	2.57	3.20	3.12	3.22	3.71
K_2O	2.49	2.27	2.58	2.71	2.42	2.80	2.15	2.21	1.86	2.13	2.04	1.89	2.00
$H_2O(-)$	6.77	5.41	4.06	4.16	4.19	3.64	2.77	2.48	2.11	1.55	1.20	0.91	0.51
$H_2O(+)$	2.69	2.16	1.32	1.92	1.66	1.65	1.30	1.38	1.61	1.35	1.29	0.83	0.46
P_2O_5	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.05	0.03	0.10	0.07	0.09	0.08	0.05
計	100.47	99.35	100.73	99.31	99.04	99.86	100.97	99.39	99.11	99.30	99.09	99.22	99.26
A.D.F.	21.5	25.43	44.57	39.14	44.48	46.18	64.89	53.33	53.96	66.63	70.53	76.16	77.99
N 値	9	16	19	24	53	66							

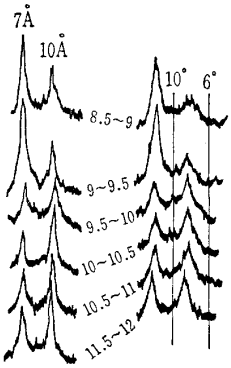
それと黒雲母の混合層鉱物を B/C-V，Oxybiotite を O.B，カオリナイトをK，バーミキュライトをVでそれぞれ表現すると，黒雲母はその風化段階に応じて次のような変化をすることを三浦（1975）[16] は地表露頭で確認した。



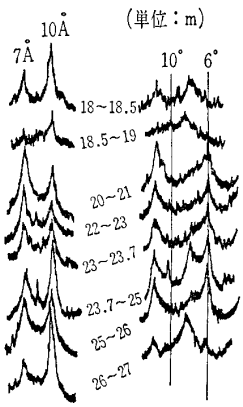
（I）の過程をたどるのが普通の場合で（II）の過程をたどる場合が岩石に著しく割れ目が発達する時で，著量のバーミキュライトの生成で特徴づけられる。**図—10**はボーリング試料に見られる黒雲母の風化パターンの一部を示したもので，同時に 300℃ 加熱後のX線回折図も示してある。このような資料から**図—9**は A，B，C の三帯に区分されているが C-1 帯が風化図式で示した⑦段階，C-2 帯が⑥，B-1 帯が⑤，B-2 帯が③の各段階に相当する。A 帯はほとんどカオリナイトが認められないか，あるいはわずかに存在するにすぎない特徴をもち，②，④の風化段階が主であるが，一部になお④と⑤の中間的なものも出現する。上記の風化図式からも暗示されるようにカオリナイトは黒雲母から直接的に生成されるものではなく，バーミキュライトを経て生成される模様で，バーミキュライト化の進んでいるものにカオリナイト含有量が多い。**図—9**の B/K は 300℃ 加熱物の X 線回折図における 7Å のピークの高さに対する 10Å のピークの高さの比を示したもので，カオリナイトの生成量を相対的に表現したものである。また P/K は斜長石中に生成されたメタハロイサイトの (02) のピークに対する残留斜長石の ($\bar{2}01$) のピークの高さの比を不定方位X線回折図から求めたもので，斜長石の風化状態を表現したものである。花崗岩の造岩鉱物の Abrasion-pH はステーブンスら (Stevens，1948)[16] によると石英で 6～7，長石類で 8～10，黒雲母で 8～9，角せん石で 10 であ



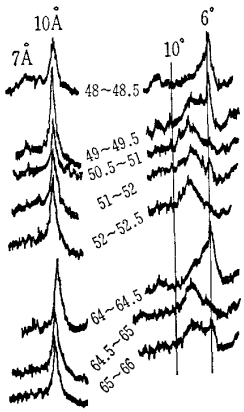
図—10. a　C-1型とC-2型の境界付近の黒雲母のX線回折図（左列は 300℃ 加熱）



図—10. b　C-2型の黒雲母に関するX線回折図（左列は 300℃ 加熱）



図—10. c　C型とB型境界付近の黒雲母のX線回折図（左列は 300℃ 加熱）



図—10. d　B型とA型の移行深度付近の黒雲母のX線回折図（左列は 300℃ 加熱）

NII-Electronic Library Service

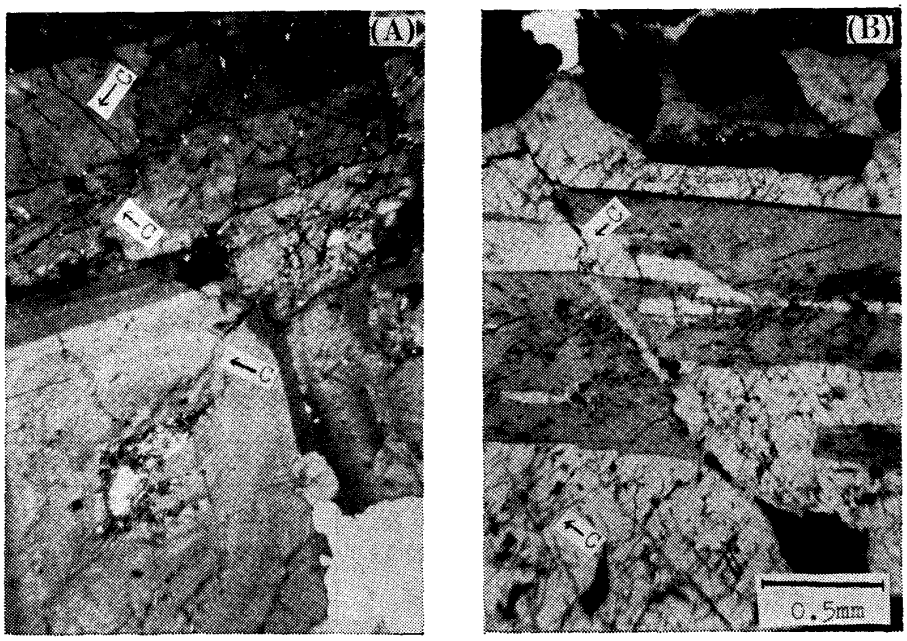
The Japanese Geotechnical Society

り，岩石全体として示すその値も新鮮岩であれば8以上である。したがって，その値の低下は岩石全体に生成されている粘土鉱物の量と関係している。

以上において示したように，岩石の化学組成や鉱物の変化に表現される化学的風化作用は大局的にみると深所から浅所に向かってその働きが増大されている。しかし，細かくみるとそれは決して単調なものではなく，**図—9**からも読みとれるように岩体内部には風化を受けやすい場所とそうでない場所が繰り返されていることが分かる。換言すれば化学的風化作用が働きやすい場所がこのような形で深さとかかわりなく地下深部まである間隔で繰り返されているわけである。化学的風化作用が Atomospheric input としての（$H_2O+CO_2+O_2$）を介して行われるなら，このような場所は特に割れ目の発達した場所と考えなければならない。このような割れ目は単なる節理とも考えにくいし，また断層破砕帯のようなものであってもよいが，ボーリング試料の検討からはその存在は否定的である。**写真—1**は同じ大東花崗せん緑岩のまさ状風化露頭から採取した試料の顕微鏡写真である。この写真で見るように，まさ状風化岩には微細なある方向性をもつ割れ目がしばしば発達し，その中には破砕された鉱物破片を含むことさえある。また，そのような割れ目を介して両側の鉱物には数 μm あるいは数 10μm オーダーのずれが見られる場合が多い。このような性格の割れ目は明らかに構造運動と関係して形成されたものと考えられる。風化作用はこのような割れ目に沿って進行し，特に斜長石がこの割れ目によって切られる場合には，更にへき(劈)開などの細い割れ目とつながって著しく風化を受けて細片化と粘土鉱物化が進行している。また黒雲母が切られる場合はその顕著なへき開に沿うずれや変形が見られ，特にバーミキュライト化が著しい。このような場合には変質黒雲母が割れ目に沿って異常に伸長する特異な変形も珍しいことではない。黒雲母が完全にバーミキュライトになればその容積は約40%増加し，その結果としてこのような形で割れ目の中に変形伸長したものと解釈されよう。**写真—1**に見る状態は**図—9**の解釈にとって極めて暗示に富んでおり，風化を受けやすい場所とはこのような割れ目が集中的に形成されている場所と考えられる。このような割れ目には風化によって粘土鉱物が生成され，膨張拡大されているものとみられる。**写真—2**は**写真—1**の試料の近くにあるやや新鮮な同種の花崗岩についての顕微鏡写真である。この段階においては粘土鉱物こそ生成されていないが成因上全く類似の割れ目の存在が確認される。

以上のように，花崗岩の化学的風化作用は基本的にその風化の主役ではあるが，それに先行する構造的な割れ目の存在が必要である。化学的風化作用はこのようにして形成された微細な割れ目を通して進行し，その末端はこの割れ目とつらなる鉱物のへき開レベルの割れ目で進行する。このような構造性の割れ目は本来花崗岩体内部で普遍的に存在するが，その存在密度は不均一で，それが高い場所ほど風化を受けやすい。また，同じ割れ目で切られたとしても造岩鉱物の種類によって風化に著しく遅速が見られ，黒雲母，斜長石は極めて風化しやすいが，石英，カリ長石，角せん石などはその影響を受けにくい。また，結晶粒径の大きいものほど各造岩鉱物がこの割れ目によって切られる確率も高く，同型の花崗岩であっても粗粒のものほど風化を受けやすいといえる。したがって風化は外からの誘因としての気候条件，岩体内部にかかわる素因としての構造性の割れ目，鉱物組成，結晶粒径などが複雑にからみあって進行するものといえる。

さて，このような構造性の割れ目がいかにして花崗岩体に特徴的に形成されやすいかという点は極めて重要な問題である。前述のように，その性格からしてこの割れ目は明らかに岩石の破壊に伴う不連続面の一つで，せん断破壊の一形態とも考えられる。したがって，断層運動，節理運動などを含む構造運動と密接なか



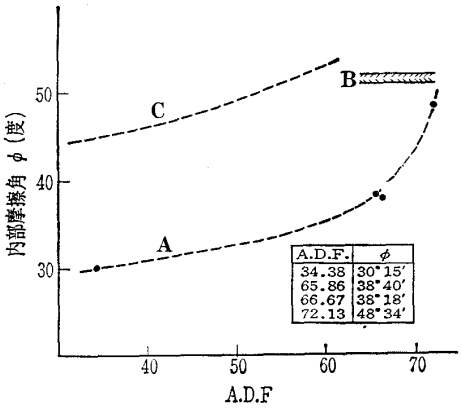
写真—2　花崗岩（ⅡP型）中の微細な割れ目の顕微鏡写真

（A）　まさ状風化岩の近くにあるやや新鮮な岩石で明らかに直交する二方向の割れ目が見られる（矢印）。これも単なる割れ目でなく数 μm のオーダーでその両側の鉱物をずらせている。

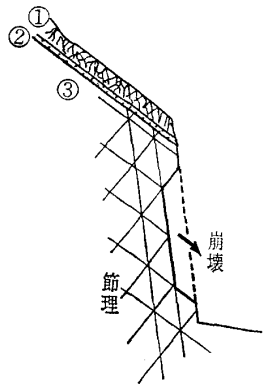
（B）　ほぼ（A）と同じ状態で発達する割れ目であるが，ずれの大きさが 0.2～0.3 mm 程度の割れ目が発達している。一般にこれと平行する微細な割れ目が発達するほか，更にこれを切る割れ目も見られる。

NII-Electronic Library Service

The Japanese Geotechnical Society



図—11　大東花崗せん緑岩における A.D.F. 値と乱さない試料における内部摩擦角の関係(三軸試験)。(なるべく割れ目のない部分を選んである)
A：大東花崗せん緑岩　B：南原まさ　C：明神まさ



図—12　節理型崩壊の模式図
①表層板状体　②中間層　③基岩

かわりをもって形成されたものであろう。中沢 (1960)[13] は肉眼観察によって花崗岩に形成された数mmあるいは数cm 間隔の平行性割れ目に注目し，これを片状節理と呼んだが，この成因を花崗岩マグマの上昇運動とこれにひき続く隆起運動による潜在的なひずみに求めている。筆者も基本的には同じ意見をもっている。

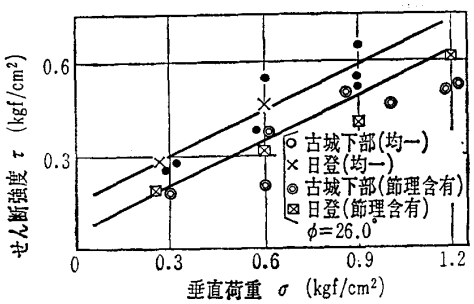
最後に風化の時代であるが，地質時代を通じて特に激しい風化作用が働いた時代がある。本邦の赤色風化帯の中でも特に厚いものは少なくとも第三紀末頃の風化作用によって形成されたものであろう。もちろん，第四紀以降においても赤色風化作用の存在が数回は認められるがその規模は小さい。

4.　風化花崗岩の力学的性格

風化花崗岩の力学的性格を支配する因子として，造岩鉱物組成，斜長石の An 含量，結晶粒径，化学組成などを中心とする岩石学的性質や風化度，割れ目の状況，風化岩の空間的位置とその占める時間などがあげられよう。

図—11は大東花崗せん緑岩の A.D.F. とその内部摩擦角の関係を示したものである。同図には庄野ら(1975)[17]による広島花崗岩の南原まさ，明神まさの値が入れてある。ただ，これには風化度が A.D.F. で求められていないので前著者の記載から大まかにその範囲を描いてある。いずれにしても両者の間に内部摩擦角に関して大きな差を認めざるを得ない。広島花崗岩は II* 型から II A 型の範囲のもので，大東花崗せん緑岩のII P型と比べて，著しく石英，カリ長石に富み，かつ斜長石の An 含量も少ない。このような岩型の違いからくる風化岩の力学的性格の差をこの内部摩擦角はよく表現している。

花崗岩山地に発生する崩壊の多くは大小さまざまな割れ目と密接な関係をもっている。特に割れ目が流れ盤として入っている場合にはその影響が特に大きく，図—12のような斜面崩壊が発生しやすい。三浦 (1966, 1967)[8),9)]はこのタイプの崩壊を節理型崩壊と呼んだ。花崗岩体中には前述のような微細な割れ目から普通の節理などさまざまな成因をもつ多様な割れ目が発達する。これらの割れ目には風化の進行とともに粘土が生成されるが，その厚さは顕微鏡的なものから数mmの厚さのものもある。節理型崩壊はこれらの粘土薄層に囲まれたブロックが崩壊するもので，跡に見事な平面を残す。このような割れ目に生成される粘土を三浦 (1970)[10] は節理粘土と呼び，それを次のように分類した。(1)モンモリロナイトからなるもの，(2)セリサイトからなるもの，(3)モンモリロナイトとセリサイトからなるもの，(4)モンモリロナイト，セリサイト，カオリンからなる



図—13　節理の影響を示す単純せん断試験結果

表—10　力学試験試料の風化度 (A.D.F. 値)

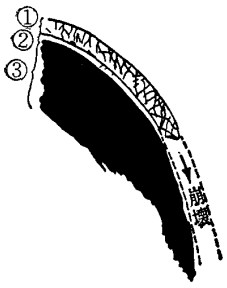
試　料		A. D. F.	図-8中に示す番号
寺領小学校裏	(均一)	34.38	2
〃	(節理含有)	29.76	1
古城上部	(均一)	65.86	5
〃	(節理含有)	59.78	4
古城中部	(均一)	72.13	7
〃	(節理含有)	73.68	8
古城下部	(均一)	66.67	6
〃	(節理含有)	48.88	3
日　登	(均一)	85.18	10
〃	(節理含有)	79.85	9

NII-Electronic Library Service

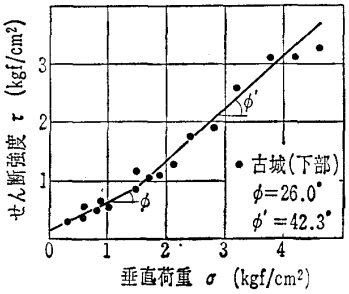
The Japanese Geotechnical Society

表—11 表層断面の物理性

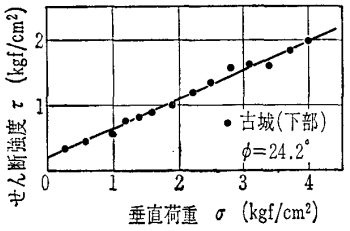
場所		木次駅裏	加茂中・	宍道	上佐世
基岩の種類		花崗せん緑岩	黒雲母花崗岩	黒雲母花崗岩	花崗せん緑岩
表層板状体	厚さ (cm)	40	30	30	15
	硬度(kgf/cm³)	0.4	—	—	—
	透水度 (cm/s)	7×10^{-3}	1×10^{-2}	—	4×10^{-3}
中間帯	厚さ (cm)	30	40	10	25
	硬度(kgf/cm³)	0.3	2.1	1.4	1.1
	透水度 (cm/s)	6×10^{-3}	3×10^{-3}	3×10^{-3}	5×10^{-3}
基石	硬度(kgf/cm³)	46	363	2123	3.0
風化の状況		やや硬い	やや硬いがばらばらする	硬い	軟らかく最も風化の進んでいる状態



図—14 表層滑落型崩壊模式図
①表層板状体 ②中間帯 ③基岩



図—15 古城（下）の試料を用いた単純せん断試験結果



図—16 かく乱試料（古城(下)）を用いた単純せん断試験結果

もの，(5)沸石を主とするもの。北川ら（1978）[6]は同じような粘土細脈からイライトとモンモリロナイトの混合層鉱物やカオリンとモンモリロナイトの混合層鉱物を記載した。このような粘土細脈を伴う割れ目は豪雨時において特に雨水が浸透しやすく，間隙水圧が発生することも確認されている。同時にこのような状態では割れ目に沿う粘土細脈の膨張や粘土鉱物の吸水による内部摩擦角の低下が考えられ，そのような現象が累重して崩壊の原因をつくるものと考えられる。また斜面に働く張力はこの割れ目を拡大し，雨水の浸透をより有効なものにするであろう。**図—13**は**表—10**に示す大東花崗せん緑岩の風化試料について武居(1978)[18]らが行った試験結果である。この図は明らかに割れ目の影響を示しているといえる。

割れ目系の研究は花崗岩の力学性解明に関する重要な問題で，橋川（1978）[2]，池田（1979）[3]，渡辺（1979）[19]などによる多数の研究業績が地質分野の側からあげられつつある。

なお，風化花崗岩の切取り斜面で節理粘土が受け盤をなす場合には，その上盤側が斜面上を流下する降水によって著しく洗掘されて洞穴に発展する例もある。

花崗岩山地の雨による崩壊で最も多いのは**図—14**で示すようなタイプで，三浦（前出）[8,9]はこれを表層滑落型崩壊と呼んだ。この崩壊は斜面の微地形と深い関係をもち，降雨時に地表水の集積しやすい場所で発生する。滑落体は根系によって緊ぱくされた土壌層であって，これを表層板状体と呼んだが，せん断破壊面は明らかにその直下にあってこれを中間帯と呼んだ。この中間帯はよく締まった基岩と土壌層との間にあって，しかも明らかに基岩そのものである。木宮（1975）[7]の分帯ではクリーピングまさ，あるいはまさ B（VI帯）にほぼ相当するであろう。**表—11**は表層部についての山中式硬度計および山中式透水度測定器による硬度および透水度の測定値を示したものである。この値から中間帯は元来の風化岩が緩みをきたすことによって形成された表層部分であって，場合によってはややクリーピングを起こしていることもある。降雨の際にはこの部分が一時的にせよ帯水層となって崩壊の原因となったものと見られる。**写真—1**に示されるように，風化花崗岩の組織は微細な割れ目を介して鉱物粒子が密にかみ合っていることに特徴があるが，長時間にわたって地表付近におかれた状態では多様な物理的風化作用を受けてこのかみ合いに緩みを生じてくる。このことはせん断強度の低下につながり，クリーピングの原因ともなるし，一方では透水度の増加，硬度の低下にかかわった問題でもある。もちろん，この考え方によればこの表で示した基岩でも本来の風化岩よりも更にかみ合いの緩んだものであろう。

図—15は武居ら（前出）による乱されない試料について同じ風化岩の垂直荷重変化に伴うせん断強度変化を示したものである。この図は内部摩擦角がある垂直荷重を境とし

NII-Electronic Library Service

The Japanese Geotechnical Society

て急変することを示し，このかみ合いのもつ意味をよく表現している。図—16は同じ試料を乱した状態で測定したものであり，もはや内部摩擦角に急変点はみられない。風化岩におけるこのかみ合いのもつ意味は重要で，かみ合いの状態がその物理性に大きく反映されるというべきであろう。

5. あとがき

主として風化論の立場から風化花崗岩の力学特性に言及したが，この領域の研究は土質工学はもとより，岩石学，地質学にとっても極めて重要な問題である。しかし，幾つかの専門領域にまたがる性格をもつことから，その解明には各方面の協力が強く望まれるところである。

引用文献

1) Chayes, F.: A Provisional Reclassification of Granite, Geol. Mag., Vol. 94, pp. 58–68, 1957.
2) 橋川邦武：風化花崗岩類の発達する Sheeting Joint のP波速度におよぼす異方性とその解析，応用地質，19巻，1号，pp.21–29，1978.
3) 池田和彦：割目岩盤の性状および強度，応用地質，20巻，4号，pp. 158–170，1979.
4) I.U.G.S.: Classification and Nomenclature recommended by the I.U.G.S. subcommission on the systematics of igneous rocks. Geotimes, Vol. 18, No. 10, pp. 26–30, 1973.
5) Keller, W.D.: Bonding energies of some silicate mineral. Am. Mineral. 39, pp. 783–793, 1954.
6) 北川隆司・柿谷　悟：花崗岩中に見られる粘土細脈の産状と成因，鉱物雑，13巻，6号，pp. 357–379，1978.
7) 木宮一邦：花崗岩類の物理的風化指標としての引張強度——花崗岩の風化第1報——，地質雑，81巻，6号，pp. 349–364，1975.
8) 三浦　清：豪雨によって発生する花崗岩山地の崩壊現象とその特質，応用地質，7巻，3号，pp. 145–157，1966.
9) 三浦　清：島根県加茂町付近の花崗岩類とその崩壊について（II），岩鉱，57巻，1号，pp. 11–24，1967.
10) 三浦　清・秦　明徳：風化花崗岩の節理型崩壊と節理粘土，応用地質，11巻，2号，pp. 6–38，1970.
11) 三浦　清：深成岩類の風化に関する研究，第1報——新第三紀末の赤色風化作用による江津深成岩体の風化，応用地質，14巻，3号，pp. 1–16，1973.
12) 三浦　清：大東花崗閃緑岩の赤色風化——深成岩の風化に関する研究（第3報）——，応用地質，16巻，2号，pp. 48–55，1975.
13) 中沢圭二：花崗岩の深層風化について，土質工学会関西支部真砂土委員会，1960.
14) Onishi, I.: Pollen Flora of the Tsunozu Group in Shimane Prefecture, Japan. Mem, Fac. Liter. Sci., Shimane Univ., 2, pp. 42–65, 1969.
15) Smith, J. R. and H. S. Yoder: Variations in X ray powder diffraction patterns of plagioclase feldspars. Am. Minral., 41. 632–647, 1956.
16) Stevens, R. E., and M. K. Carron: Simple field test for distinguishing minerals by abrasion pH, Am. Mineral, 33, pp. 31–49, 1948.
17) 庄野久人・佐々木　清・藤原茂範：乱さない風化花崗岩の特性について，土と基礎，23巻，2号，pp. 19–14, 1975.
18) 武居有恒・小橋澄治・三浦　清：マサ土の崩壊とその対策，島根県，1978.
19) 渡辺邦夫：花崗岩中に発達する micro-crack 系の性状とその定量評価の二，三の試み，応用地質，20巻，2号，pp. 58–68，1979.

（原稿受理　1980. 5. 15）

※　※　※

NII-Electronic Library Service