

農業限界地における環境資源利用技術の開発と今後の研究推進

3. 熱帯乾燥地域における岩石の風化機構

八 田 珠 郎

熱帯農業研究センター環境資源利用部

Development of Techniques for the Utilization of Environmental Resources and Perspective of Promotion of Research in the Marginal Land Area

3. Mechanism of rock-weathering in tropical dry areas

Tamao HATTA

Marginal Land Research Division, Tropical Agriculture Research Center
Ohwashi, Tsukuba, Ibaraki 305, Japan

The mechanism of rock-weathering in tropical dry areas is important in studies on desertification. The present studies dealt with the changes in the chemical and physical properties of standard rocks during experimental weathering. The formation of secondary minerals and the behavior of chemical species in aqueous solution were studied by geochemical simulation which is an analytical method of rock decomposition. The physical weatherability of rocks as a cause of rock disintegration can be determined by the relation between the TMA (Thermo-Mechanical Analysis) -values and pore ratio.

The process of chemical weathering can be simulated as a reaction occurring between rock-forming minerals and aqueous solution. The changes in the amount (grams) of chemical species/1000g of solution (M) and the degree of saturation of secondary minerals, shown in Fig. 3, were calculated as increments of the reaction progress (ξ) in the hydrolysis of standard granite as an example. The changes in the values of the chemical parameters were complex. The formation of saturated mineral zoning by weathering is represented by the reaction area (10 cm^2) in the profile (Fig. 4). Satisfactory results were obtained in the alteration to laterite.

Physical weathering takes place when rocks on the earth surface are broken into fragments or grains. Weathering by thermal expansion only occurs under very hot and very dry climatic conditions. The behavior of thermal expansion and shrinkage of 14 standard rocks in the temperature ranges of 0 to +100°C and -125 to +550°C was examined by TMA. The rocks characterized by a large thermal expansion contain a large amount of quartz. The samples of granite were fractured during the

experiment (Fig. 8). A new stability series of physical rock-weathering can be determined based on the thermal expansion-shrinkage coefficient and the pore ratio in each rock type (Fig. 11). This order reflects the geomorphological characteristics in a desert area.

Although there is no natural water at present, many hydrous minerals (e.g. goethite, gibbsite, kaolinite etc.) occur on the earth surface in a desert area. The formation of these secondary minerals can be explained by geochemical simulation that describes the water-rock interaction. As natural water is essentially involved in soil genesis, it is considered that the secondary minerals forming soils in a tropical dry area have not been formed under the present climatic conditions. The rock stability series in physical weathering indicates that the rocks characterized by a large thermal expansion are not prone to weathering, because the pores in rocks play an important role in the alleviation of various environmental stresses. The importance of the thermal expansion coefficient of rocks on the earth surface in tropical dry areas has been well documented. The physical weatherability of rocks can be studied by the determination of thermal coefficients and the physical properties of each rock type.

key words: weathering, dry area, geochemical simulation, TMA (Thermo-Mechanical Analysis)

キーワード: 風化, 乾燥地域, 地球化学的シミュレーション, 熱機械的分析

1. はじめに

地球表層条件においては、風化→侵食→運搬→堆積→続成の各作用が存在する。地表に存在する岩体・岩石は、これらの作用により礫、砂、シルト、粘土およびこれらの混合物よりなる物質に変化する(図1)。ま

た従来より、熱帯乾燥地域においては、とくに風化作用が卓越するとされている。本研究においては、風化作用からみた熱帯乾燥地域における地表構成物質の生成機構を考察する。

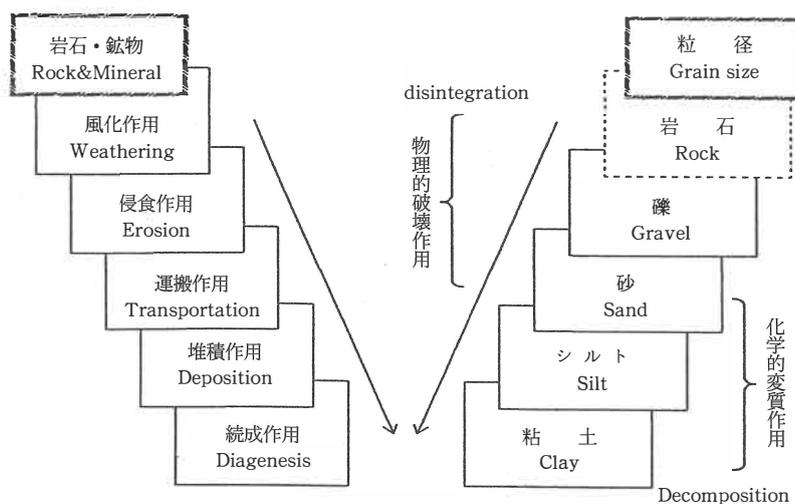


図1 一般の地球表層条件における諸作用と細粒化による変化。ただし、氷河地域におけるような物理的破壊作用(磨耗による粘土化も存在する)

2. 風化と風化系列

近年、風化の定義は次第に変わりつつある。風化は「地表もしくは地表近くで、そこに優勢な条件に対する一つの応答としての物質の変質である。それは通常少しも平衡とはなっていない岩石圏、気圏、水圏、および生物圏間の相互作用の複合的セットの結果生ずる。そのプロセスは、地球表面から下は続成帯まで広がる地帯において起こる。変化が漸移的であるため、二地帯間の境界は任意であろう」^{24)・26)}とされる。この定義によれば、従来、数多くみられた地球表層環境における「平衡化」、「安定化」、「粘土化」へのプロセス等の概念を一部では包含し、一部では否定していることになるため、より厳密である。確かに従来の研究結果、とくに化学平衡に関しては曖昧な点が多い^{3)・9)・11)}。しかし、実際の調査、分析、実験等においては、平衡の仮定、粘土化等に関する条件を用いざるをえない場合も存在する。

風化作用に関する研究は、図2のように区分可能である。従来の研究の多くは、主として「化学的風化」作用による「鉱物」の変質に対し、「化学および鉱物学的性質」を分析することにより行われてきた。「岩石」を対象とした例はきわめて少ない。しかし変質あるいは破壊は、「鉱物」を含む「岩石」に対して行われる。とくに熱帯乾燥地域での岩石から土壌への変化過程においては、「物理的風化」作用の影響が著しいといわれ、その効果も考慮せねばならない。

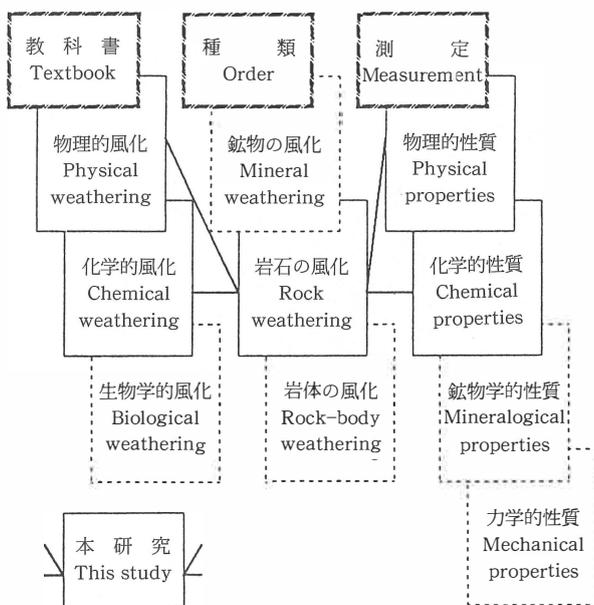


図2 風化に関する研究の分類

多くの岩型および鉱物種には、それぞれに多様な風化特性が認められる。これをまとめたものが「風化系列」である。ただし「風化系列」は、①風化による鉱物種の変化経路を求めるときに用いる場合と、② weatherability (風化されやすさ)の比較を行うときに用いる場合との、二通りの意味をもつ⁷⁾。①は、しばしば「風化変質系列」とも呼ばれ、例として、長石→カオリナイト→ギブサイトがあげられる。②は、「風化安定系列」とも呼ばれている。この概念は、Bowenの反応原理¹⁴⁾をもとに Goldich¹⁷⁾により初めて導入された。その後、いくつかの系列が提案された(例えば、Jackson and Sherman²²⁾, Lasaga²³⁾など)。しかし、それらの安定系列は全て「鉱物」の「化学的風化」に対して求められたものであり、「岩石」の「物理的風化」に関する系列は構築されていない。本研究においては、「風化系列」を考慮し、熱帯乾燥地域における「岩石の風化」に対し、「化学的」および「物理的」の両側面より、それぞれ異なる実験方法を用いて検討した結果を報告する。

3. 化学的風化作用に関する実験

熱帯乾燥地域のみならず、現在の地表付近を広く覆う岩石(・鉱物)の風化生成物に関する、過去の履歴の把握および将来の変化予測は、困難な場合が多い。種々の変質鉱物の生成機構を求めるためには、溶解実験が理想的である⁸⁾が、常温常圧条件下で、目的の結晶(二次鉱物)を容易に得ることはできない。しかし、反応の初期条件を設定し、熱力学(化学平衡論)を基礎とするシミュレーションによる実験を行えば、ある程度の推定は可能となる¹⁾。そこで風化作用を岩石-水溶液系における相互反応とし、風化条件における計算により、水溶液中の種々の化学種の変化を求めることを試みた。

【出発物質】

シミュレーション(地球化学的シミュレーション)は固相-液相における不可逆反応とする⁴⁾。反応モデルの原理は、反応進行度(あるいは反応強度)ξを用い以下のように表される²⁰⁾。

$$n_s = \frac{dm_s}{d\xi} = \frac{1}{\gamma_s} \frac{da_s}{d\xi} \quad (1)$$

ここで n_s は s 化学種のモル数、 m_s は水溶液相における s 化学種の重量モル濃度、 a_s と γ_s はそれぞれ s 化学

種の活量と活量係数である。反応がわずかに進行したとき、

$$m_s(\xi + d\xi) = m_s(\xi) + n_s \cdot d\xi, \quad (2)$$

となる。こうして実験開始前に初期条件として与える造岩鉱物種から溶液中に種々の化学種が放出される。したがって反応実験開始後、しばらくは反応系の固相が液相と接し、congruent 溶解（生成系に固相を生成しない溶解）を行うことになる。ξ の変化にともない、溶液は生成系に与えられた固相（二次鉱物）の組成（計算上は平衡定数の値）に近づく。水溶液が生成系における固相の組成に到達し、全固相成分に飽和したとき反応が終了する。なお計算に必要な値は、固相および液相の化学組成、反応系および生成系の固相の成分、CO₂、O₂等の各フュガシティー、各化学種の与えられた温度、圧力における平衡定数、pH、Eh、a_w（水の活量）などである。ここでは、例として、かこう岩（quartz: 53.75%, microcline: 12.75%, low albite: 10.00%, anorthite: 17.50%, annite: 3.75%, および tremolite: 2.50%）の 1000 g の水溶液（Al: 0.2698 E-08 g/kg·H₂O, K: 0.3910 E-08 g/kg·H₂O, Na: 0.4008 E-08 g/kg·H₂O, Mg: 0.2431 E-08 g/kg·H₂O, Fe: 0.585 E-08 g/kg·H₂O, Si: 0.9612 E-08 g/kg·H₂O, C: 0.6660 E-02 g/kg·H₂O, および Cl:

0.1185 E-02 g/kg·H₂O)⁵⁾ 中での加水分解による変質鉱物（goethite, gibbsite, kaolinite, および montmorillonite）への反応をとりあげた。

【実験および結果】

計算の結果より、反応の進行にともなう溶液組成（溶存成分 37 種の g/kg·H₂O）変化および各鉱物の生成、消失状況が得られた（図 3 および表 1）。まず、かこう岩を構成する各種鉱物が congruent 溶解を行う。この場合、ある log ξ まで反応が進行すると、溶液は goethite [Fe (OH)₃] 成分に対して過飽和となり、goethite が沈澱する。すなわち Fe 成分は、結晶 (goethite) に分配され、同時に溶液側の Fe 成分量が減少する。次に、gibbsite [Al (OH)₃] が過飽和となる環境がつけられる。gibbsite の生成にともない、溶液中の Al 成分の変化が起こる。さらに、kaolinite [Al₂Si₂O₅ (OH)₄] の生成中に gibbsite が溶解、消失するため、Al 成分の変化は複雑となる。このとき goethite の生成は、継続して行われている。反応系の出発物質成分に飽和し、溶液が生成された二次鉱物を溶解する能力を失った段階で反応は終了する。なお反応の過程において、溶液中の H⁺ 成分量は次第に減少する。これは各二次鉱物種の生成に H⁺ が消費されるためである。

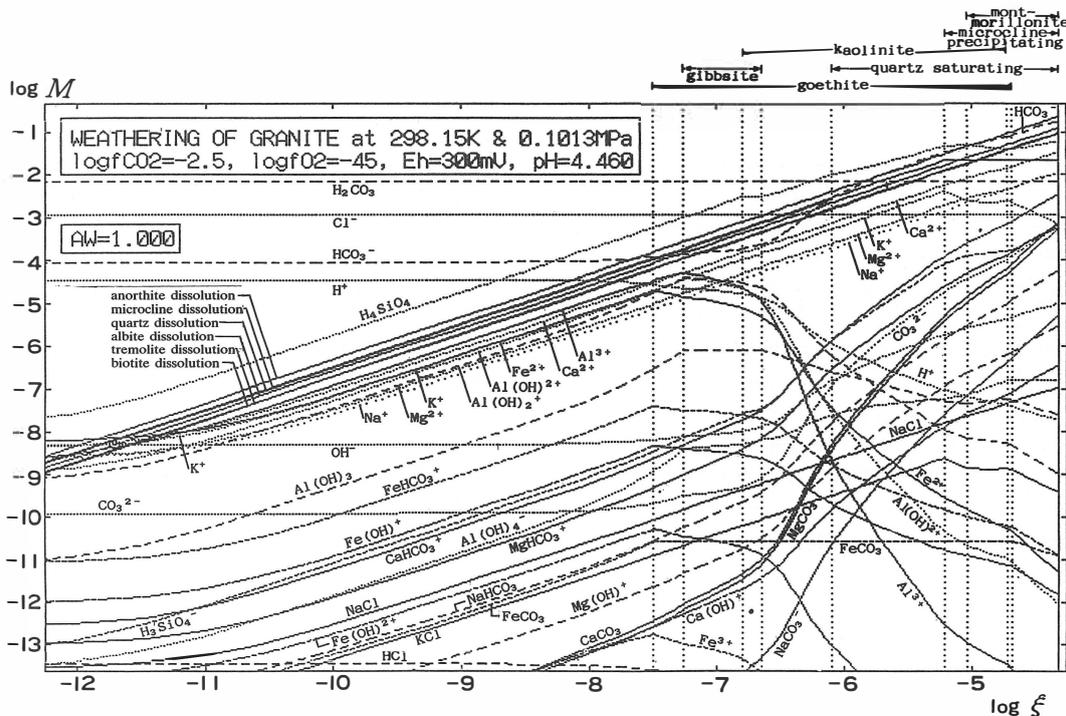


図 3 地球化学的シミュレーションによる、かこう岩の加水分解における化学種(Mg)/溶液 1000 g の変化、および反応進行度 (ξ) の関数としての二次鉱物の飽和。なお溶液は log ξ = -4.348 から方解石に対して過飽和となる。

表 1 a. 反応における鉱物の溶解量 (g).

(a-1)	logξ	Quartz	Microcline	Low albite	Anorthite	Annite
(1) Goethite sat.	- 7.497	0.1029 E- 03	0.1109 E- 03	0.8358 E- 04	0.1552 E- 03	0.6118 E- 04
(2) Gibbsite sat.	- 7.259	0.1778 E- 03	0.1915 E- 03	0.1444 E- 03	0.2683 E- 03	0.1057 E- 03
(3) Kaolinite sat.	- 6.798	0.5142 E- 03	0.5540 E- 03	0.4175 E- 03	0.7752 E- 03	0.3056 E- 03
(4) Gibbsite disap.	- 6.647	0.7359 E- 03	0.7928 E- 03	0.5975 E- 03	0.1109 E- 02	0.4374 E- 03
(5) Quartz sat.	- 6.102	0.2563 E- 02	0.2762 E- 02	0.2081 E- 02	0.3865 E- 02	0.1524 E- 02
(6) Microcline sat.	- 5.218	—	0.2107 E- 01	0.1588 E- 01	0.2948 E- 01	0.1162 E- 01
(7) Montmorillonite sat.	- 5.305	—	—	0.2421 E- 01	0.4495 E- 01	0.1772 E- 01
(8) Kaolinite disap.	- 4.728	—	—	0.4972 E- 01	0.9232 E- 01	0.3640 E- 01
(9) Goethite disap.	- 4.691	—	—	0.5451 E- 01	0.1012 E+ 00	0.3990 E- 01

(a-2)	logξ	Tremolite	Gibbsite	Goethite	Kaolinite
(1) Goethite sat.	- 7.497	0.6474 E- 04	—	—	—
(2) Gibbsite sat.	- 7.259	0.1118 E- 03	—	—	—
(3) Kaolinite sat.	- 6.798	0.3234 E- 03	—	—	—
(4) Gibbsite disap.	- 6.647	0.4628 E- 03	0.6174 E- 03	—	—
(5) Quartz Sat.	- 6.102	0.1612 E- 02	0.6174 E- 03	—	—
(6) Microcline sat.	- 5.218	0.1230 E- 01	0.6174 E- 03	—	—
(7) Montmorillonite sat.	- 5.305	0.1875 E- 01	0.6174 E- 03	—	—
(8) Kaolinite disap.	- 4.728	0.3851 E- 01	0.6174 E- 03	0.7248 E- 02	0.6126 E- 01
(9) Goethite disap.	- 4.691	0.4222 E- 01	0.6174 E- 03	0.9228 E- 02	0.6126 E- 01

表 1 b. 反応における鉱物の生成量 P (g).

(b)	logξ	Goethite	Gibbsite	Kaolinite
(1) Goethite sat.	- 7.497	—	—	—
(2) Gibbsite sat.	- 7.259	0.3344 E- 04	—	—
(3) Kaolinite sat.	- 6.798	0.1465 E- 03	0.6174 E- 03	—
(4) Gibbsite disap.	- 6.647	0.2202 E- 03	0.6174 E- 03	0.1661 E- 02
(5) Quartz Sat.	- 6.102	0.7934 E- 03	0.6174 E- 03	0.6272 E- 02
(6) Microcline sat.	- 5.218	0.6053 E- 02	0.6174 E- 03	0.4787 E- 01
(7) Montmorillonite sat.	- 5.305	0.9228 E- 02	0.6174 E- 03	0.6126 E- 01
(8) Kaolinite disap.	- 4.728	0.9228 E- 02	0.6174 E- 03	0.6126 E- 01
(9) Goethite disap.	- 4.691	0.9228 E- 02	0.6174 E- 03	0.6126 E- 01

鉱物の溶解・生成が行われたときの、任意のξにおける溶解量を M (g), 反応面積 (底面積) を a (cm²), 反応系の固相の密度を ρ_r (g·cm⁻³), 生成系の固相の密度を ρ_p (g·cm⁻³) とすれば, そのときの表面からの長さ (深さ) l (cm) は,

$$l = M \cdot a^{-1} \cdot \rho_r^{-1}, \quad (3)$$

となり, 反応表面 (例えば, 地表, 粒子表面など) からの変質分帯が得られる。式(3)において a = 10 cm² と仮定したときの変質断面 (鉱物分帯) を図 4 に示す。

各分帯における生成固相の層厚 l_s (cm) は,

$$l_s = \Sigma [P \cdot a^{-1} \cdot \rho_p^{-1}], \quad (4)$$

と表せる。ここで P (g) は鉱物の生成量である。した

がって式(4)より, 反応表面からのいくつかの物理的性質の変化を算出することが可能となる¹⁰⁾。各分帯, 任意のξ, あるいは任意の区間 Δξ 層における間隙率 n (%) および間隙比 e (ここでは%) は, それぞれ,

$$n = 100(l \cdot a - l_s \cdot a)(l \cdot a)^{-1}, \quad (5)$$

および

$$e = 100(l \cdot a - l_s \cdot a)(l_s \cdot a)^{-1}, \quad (6)$$

となる。また湿潤密度 ρ_w (g·cm⁻³) および乾燥密度 ρ_d (g·cm⁻³) は, それぞれ,

$$\rho_w = P \cdot l^{-1} \cdot a^{-2}, \quad (7)$$

および

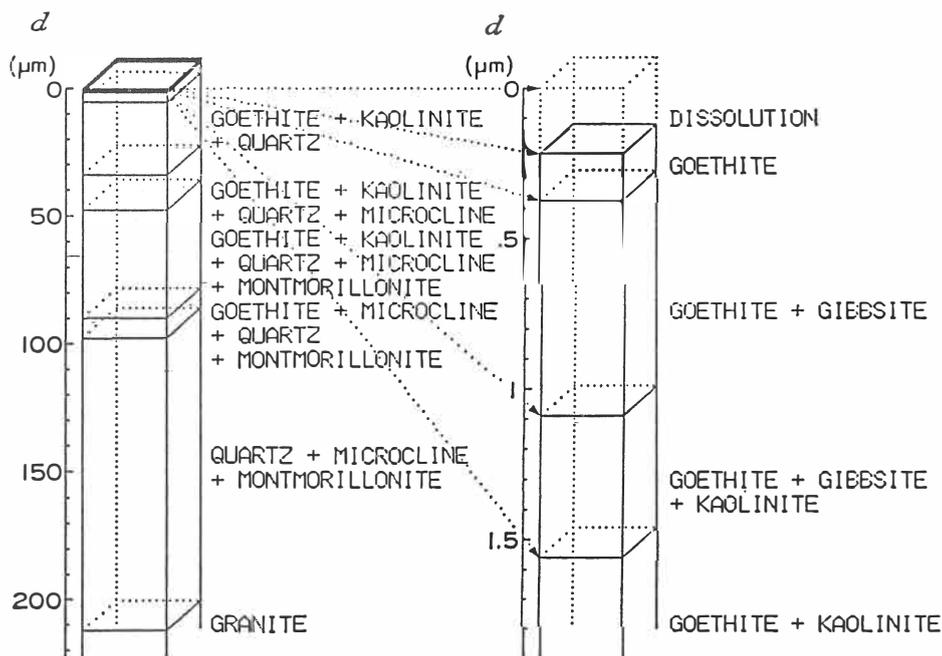


図4 シミュレーションの結果得られた風化断面 (底面積 10 cm² のときの microprofile) における鉱物分帯.

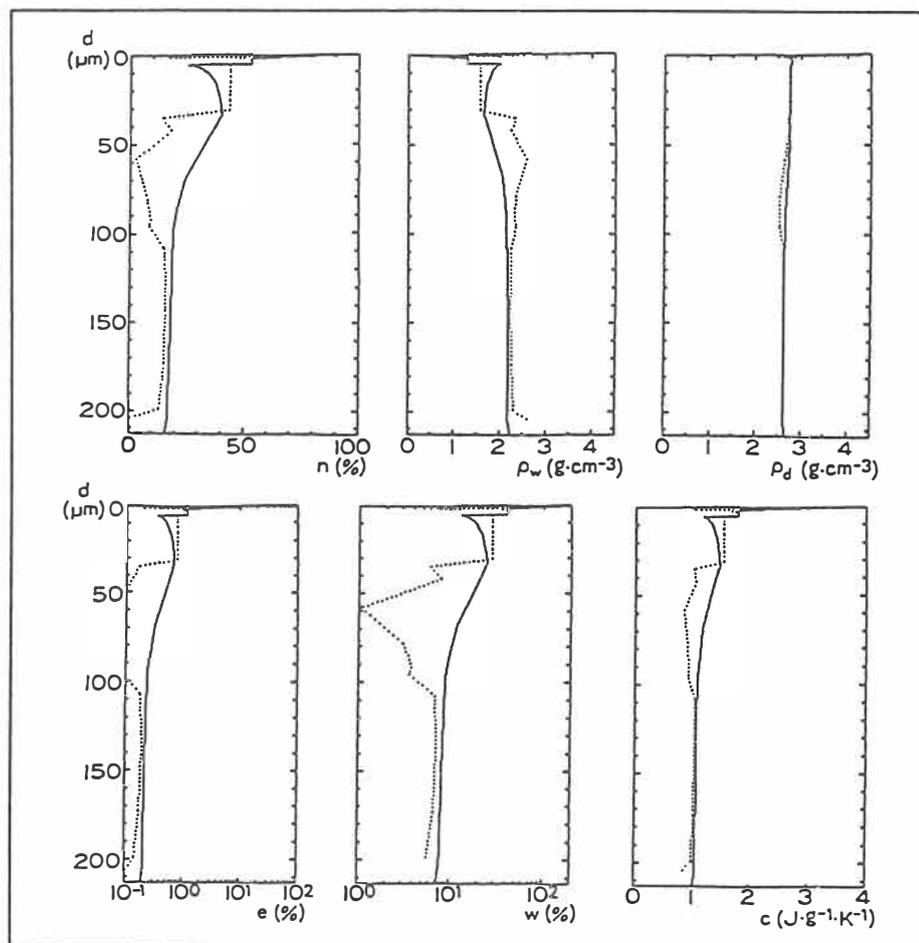


図5 シミュレーションによる風化断面における物性変化. n: 間隙率, ρ_w : 湿潤密度, ρ_d : 乾燥密度, e: 間隙比, w: 含水率, および c: 比熱容量. (実線: 鉱物分帯ごとに基づく値, 点線: プログラム上の STEP 値に基づく値.)

$$\rho_d = P \cdot I_s^{-1} \cdot a^{-2}, \quad (8)$$

として求められる。したがって含水率 w (%) は、

$$w = 100(\rho_w - \rho_d)\rho_d^{-1}, \quad (9)$$

となる。風化による変質の進行にともなう比熱容量 c ($J \cdot g^{-1} \cdot K^{-1}$) の算出は、

$$c = (w \cdot c_1 + 100c_s)(w + 100)^{-1}, \quad (10)$$

により得られる¹⁹⁾。ここで c_1 および c_s は、それぞれ水および反応開始前の岩石(あるいは鉱物)の比熱容量である。かこう岩変質の例における物理的性質の算出結果を図5に示す。

4. 物理的風化作用に関する実験

一般に、物理的風化作用は、①溶液からの結晶成長、②熱膨張作用、③水和作用に分けられる¹⁶⁾。多くの地球科学および土壌学の教科書には、熱帯乾燥地域における地表構成物質の生成に関し、熱膨張作用の重要性が指摘されている。しかし従来より物質科学の分野で、数岩型の膨張特性を求めた例はある^{18)・25)}ものの、乾燥地域の生成機構あるいは膨張特性の系列化を念頭に置き、研究が行われた例はない⁶⁾。本研究においては、熱分析により、いくつかの岩石の熱膨張—熱収縮特性を得た後、物理的風化系列を求め、教科書等にみられる前述の通説の検証を行った。

【出発物質】

熱膨張—熱収縮に関する諸因子の値を求めるためには、TMA (Thermo-mechanical Analysis: 熱機械的分析) が有効である。TMA は、温度変化に対する物質の変形を、非振動的な荷重を加えて、温度の関数として測定する技法である。本実験においては、一般に地表に広く分布する岩型を用いた。岩石から 3.54 mm × 3.54 mm × 20.00 mm の直方体 (底面の対角線長さが 5 mm) を切り出し、各面を # 1000 研磨剤により平滑化したものを出発物質とした^{12)・21)}。

【実験および結果】

14 岩型 (表 2) に対し、実験における温度条件を、① ± 0 → + 100 → ± 0 °C および ② - 125 → + 550 → - 125 °C とし、この条件を 1 試料につき 5 回繰り返した。出発物質を TMA 試料室にセットし、液体窒素により

表 2. TMA 実験に用いた岩石試料と造岩鉱物。

岩 型		造 岩 鉱 物
Rock type		Rock-forming minerals
1. Basalt	(玄武岩)	Pl, Px, Ol
2. Anaesite	(安山岩)	Pl, Qtz, Px
3. Rhyolite	(流紋岩)	Qtz, Kfs, Pl, Bt
4. Tuff	(凝灰岩)	Kfs, Pl, Qtz, Zeo, Gl
5. Dunite	(ダナイト)	Ol, Pl
6. Gabbro	(はんれい岩)	Pl, Hb, Px
7. Diorite	(閃緑岩)	Pl, Qtz, Hb, Kfs
8. Qtz-diorite	(石英閃緑岩)	Qtz, Pl, Hb, Kfs
9. Granite 1	(かこう岩1)	Qtz, Kfs, Pl, Bt
10. Granite 2	(かこう岩2)	Qtz, Kfs, Pl, Bt
11. Hornfels	(ホルンフェルス)	Qtz, Bt, Kfs, Pl
12. Sandstone	(砂岩)	Qtz, Pl, Kfs
13. Limestone	(石灰岩)	Cal
14. Chert	(チャート)	Qtz

Ol : olivines, Px : pyroxenes, Hb : hornblende, Bt : biotite, Pl : plagioclases, Kfs : alkali-feldspar, Qtz : quartz, Zeo : zeolites, Gl : glass, and Cal : calcite.

試料温度が、それぞれ 0 °C および - 125 °C に到達した時点から測定を開始した。また昇降温速度を 5 °C · min⁻¹、荷重を 0.1 g、最高・最低温度におけるホールド時間を① 10 分および② 20 分とし、線膨張係数などを求めた。実験には、セイコー電子工業(株)製 TMA 120 C を用いた。さらに熱膨張—熱収縮における岩石の空隙および鉱物学的特性の影響を考慮し、試料の間隙比測定 (真空吸引法)、SEM (Scanning Electron Microscopy: 走査型電子顕微鏡) による観察、XRD (X-ray Diffraction Analysis: X 線回折分析) および偏光顕微鏡による鉱物の同定も併せて行った。なお熱膨張係数を熱膨張率と呼ぶこともあるが、本研究では前者に統一した。

両実験条件ともにほとんどの岩型において、昇温にともなう膨張、および降温にともなう収縮が認められる (図 6 a)。また温度条件①の 1 回目の膨張時における、各岩型の熱膨張特性を図 7 に示す。凝灰岩を除き、単調な増加傾向が認められる。凝灰岩の膨張における特殊性は、沸石もしくはガラスの存在に起因すると考えられる。温度条件②のかこう岩では、顕著な破壊が観察された (図 8)。温度条件②の石灰岩に関して、特異な熱膨張—熱収縮特性が得られた (図 6 b)。また、別途行った全く異なる産出地点 (2 試料) の石灰岩の実験においても、同様な傾向が認められた。TG (Thermogravimetry: 熱重量測定) —DTA (Differential Thermal Analysis: 示差熱分析) により、この特異性を検討したが、現段階で原因は不明である。

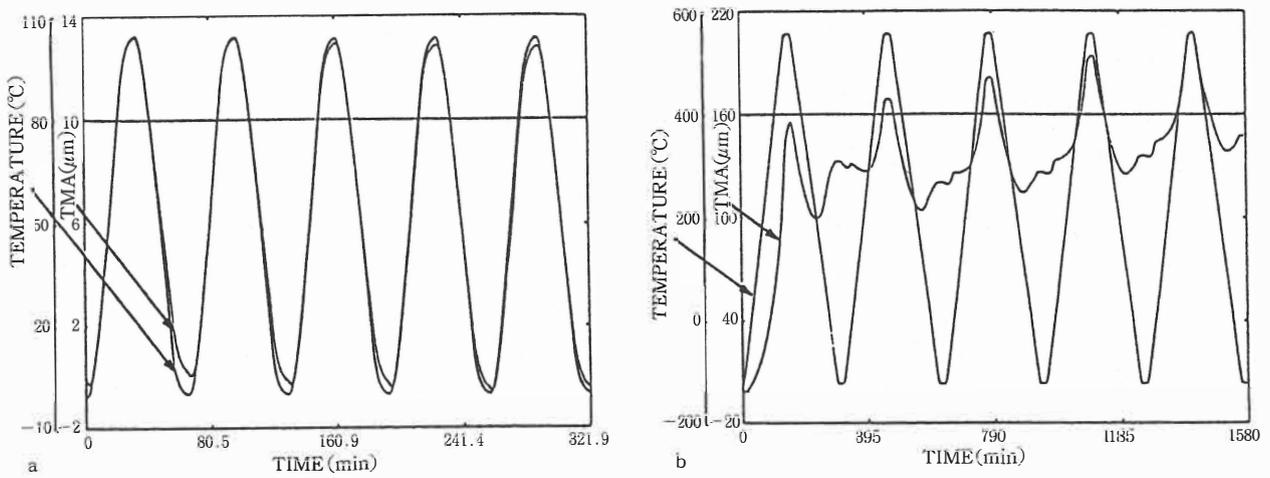


図6 TMAによる繰り返し熱膨張-熱収縮実験結果の例
(a: はんれい岩, b: 石灰岩).

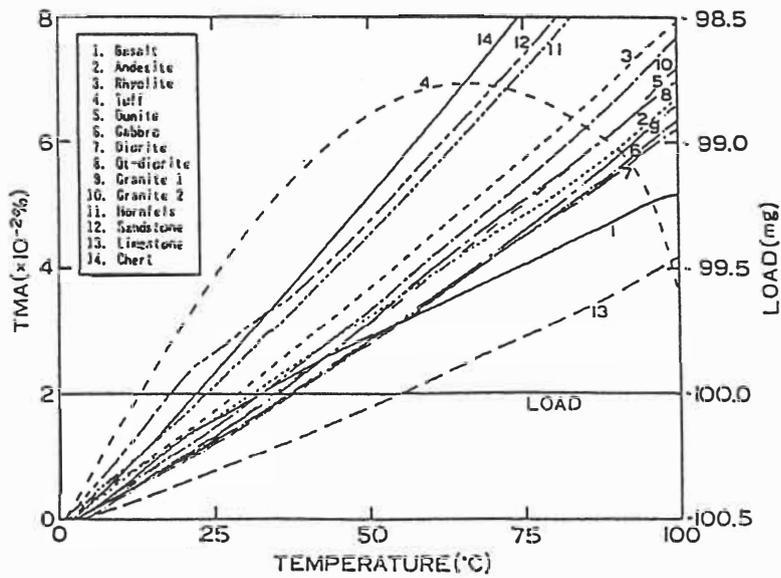


図7 条件①の膨張1回目における14岩型の熱膨張係数の変化.

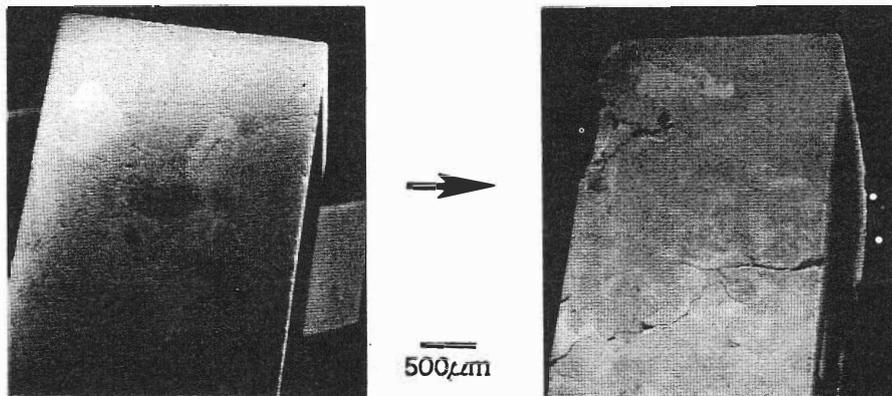


図8 名件②における実験で破壊した、かこう岩のSEM写真(左: 実験開始前, 右: 実験終了後).

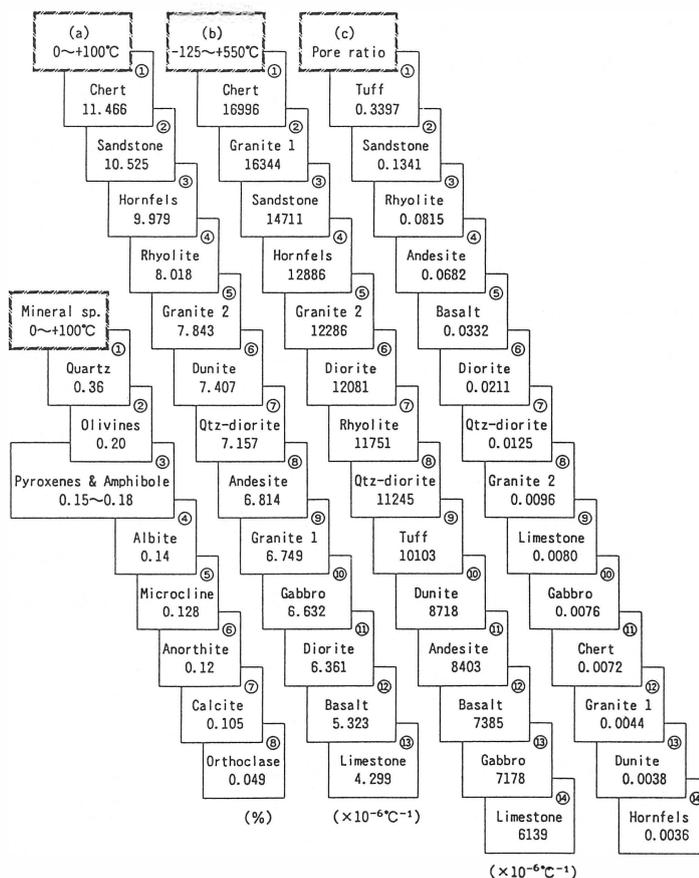


図9 熱膨張-熱収縮実験により得られた、14岩型の(a)0→100°Cにおける平均線膨張係数、(b)-125→+550°Cにおける平均線膨張係数、(c)間隙比、および関連する鉱物の20→100°Cにおける体膨張%¹⁵⁾。なお(a)の条件における凝灰岩は、64°C付近において膨張係数の極大値をもつため、系列から除外した。64°Cのときの膨張係数を計算すれば、10.702となり、100°Cまででは3.566となる。なお体膨張は、小さい試料を膨張量既知の粉末の入ったセルに包埋し、セルの膨張量を線膨張測定方法を用いて求められる。本研究では、岩石組織の影響を考慮し、試料サイズをわずかでも大きくするとともに、機器機能を最大限に活かすため、線膨張測定を行った。

各岩型の平均線膨張係数 α を用い、温度条件①および②における熱膨張—熱収縮系列を求めた。 t_1 °Cから t_2 °Cまでの α は、

$$\alpha = l_0(l_2 - l_1)(t_2 - t_1)^{-1}, \quad (1)$$

として表される。ここで l_0 は試料長さ、 l_1 は t_1 °Cにおける試料長さ、および l_2 は t_2 °Cにおける試料長さである。系列を各岩型の間隙比の測定値とともに図9に示す。一般の造岩鉱物では、石英の膨張%が最も高い。したがって岩石を対象とした本実験においても、石英を多く含む岩型の熱膨張—熱収縮係数の値は大きく、マフィック岩・石灰岩の熱膨張—熱収縮係数の値は小さい傾向が認められた。

5. 議 論

熱帯乾燥地域の地表構成物質は、まず物理的および化学的風化作用により生成される。次に、もしくはほぼ同時に風化生成物は侵食作用を受けると考えられている。湿潤地域においては、最初に化学的溶脱が行われ、鉱物の物理的性質の変化と鉱物の変質がもたらされる。また物理的性質の変化は化学的溶脱作用を促進させる、という過程が一般的である。熱帯乾燥地域においては、物理的破壊作用の効果が増大するといわれる。しかし現段階で、化学的変質作用との関係を単純に求めることが困難である。そのため、ここでは乾燥地域における化学的風化作用および物理的風化作用のそれぞれに対し議論を行う。

化学的風化作用による岩石から風化生成物への変化を求めた地球化学的シミュレーションの結果におい

て、諸物性の変化傾向は、単調増加もしくは単調減少とはならない。砂漠の表面もしくは地下浅所に存在する硬盤、空隙および密度の変化、一次鉱物から二次鉱物への変質過程などは、天然に認められるラテライト断面の一般的岩相をよく再現している。したがって、現在の熱帯乾燥地域に存在する岩石の風化断面形成には、多量の天然水の関与が必要である。岩石と中～長期間に一度の降雨、地下水、極少量の土壤水等との反応による部分平衡下における溶解によってのみ、厚い風化層あるいは風化殻が形成されたと考えることは不可能である。

地球化学的シミュレーションには、以下の仮定あるいは問題点も存在する²⁾。(1)物理的性質変化の評価、とくに空隙径およびその形態に関する反応条件の変化、(2)化学的性質変化の評価、とくに岩石・風化生成物の化学組成、土壤中の f_{CO_2} 条件、および congruent 溶解の仮定、(3)力学的性質変化の評価、とくに溶解(溶食あるいは化学的侵食)以外の侵食の評価、(4)岩石学的性質変化の評価、岩石中の結晶粒界を考慮できず、岩石を単純な鉱物集合体とする仮定、(5)鉱物学的性質変化の評価、とくに熱力学特性関数値のばらつき、およびへき開・エッチピットの存在による、変質に対する結晶物性の不均質性。しかし本シミュレーションは、種々の因子において、多くの範囲を初期条件として設定可能なため、熱帯乾燥地域の形成機構解明および今後の予測に対して、きわめて強力な手段である。

一般に熱帯乾燥地域の地表において、図9の系列の上位にある岩型は抵抗性を有する。さらに石英は、乾燥地域の地表に多く残存する⁵⁾。したがって岩型ごとの熱膨張係数による比較系列は、単に熱に対する変化

量の大小を示しているにすぎない。本来、熱膨張—熱収縮による岩石の抵抗性の大小は、疲労程度に依存すると考えられる。本実験では、凝灰岩を除けば、各岩型ごとの1回目と5回目の膨張—収縮量の絶対値に、顕著な差は認められなかった。しかし、かこう岩における例(図10)のように、膨張—収縮量のヒステリシス・ループが描かれ、終了時の値に関し、岩型ごとの相違がみられた。その特性は、2形式(膨張—収縮の繰り返しのより、I. TMA 値が回復性を示す岩型、およびII. TMA 値が非回復性を示す岩型)に大別される。さらにIIは、①実験開始から終了に至るまで徐々に膨張量(0あるいは $-125^{\circ}C$) >0 となる岩型、および②実験開始から終了に至るまで徐々に膨張量(0あるいは $-125^{\circ}C$) <0 となる岩型、に分けられる。

一般に、 $t^{\circ}C$ における線膨張係数 α_t は、

$$\alpha_t = \alpha_0^{-1} \left(\frac{dl}{dt} \right), \quad (12)$$

で表される。微小温度変化 dt に対する、試料の微小膨張が dl であり、 α_t は α の $(t_2 - t_1)$ を無限に小さくした場合に相当する。実験終了時の膨張係数が、0とはならないことから、式(12)が適用可能となる。また岩石中の空隙は、とくに膨張時において歪を解消する役割を果たすと考えられる¹³⁾。そこで、空隙状態に関する値も考慮し、各岩型の物理的風化指標 E_p を算出した。

$$E_p = \alpha_f (1 + e)^{-1}, \quad (e \geq 0) \quad (13)$$

ここで、 α_f は実験終了時の最低温度における熱膨張係数(表3)、 e は空隙比である。式(13)の空隙に関する項は、次の性質をもつ。

$$\lim_{e \rightarrow 0} (1 + e)^{-1} = 1, \quad (14)$$

および

$$\lim_{e \rightarrow \infty} (1 + e)^{-1} = 0. \quad (15)$$

岩型ごとの相違の大きい $-125 \sim +550^{\circ}C$ における実験データを用い、式(13)により各形式における安定性を求めた結果を、図11に示す。

この結果は、従来より定性的に述べられていた、①岩石の抵抗性を基礎とする地表の起伏状態の序列、および②野外観察結果と概ね合致している。従来より物理的風化作用は、その評価が困難である、と考えられていたきらいがある。物理的風化系列の構築は、熱帯乾燥地域のみならず、地表構成物質一般における今後

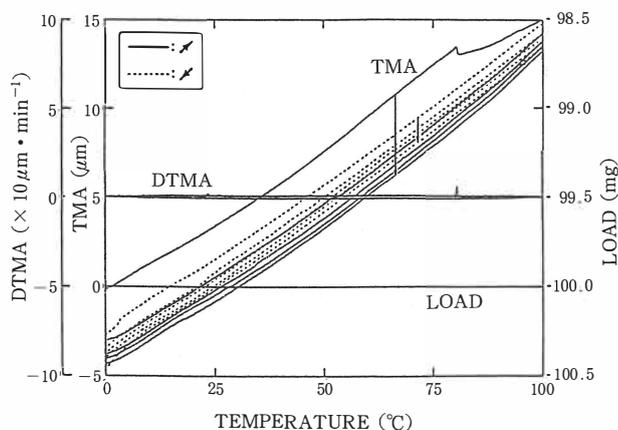


図10 熱膨張—熱収縮にともなうヒステリシス・ループ(かこう岩の例)

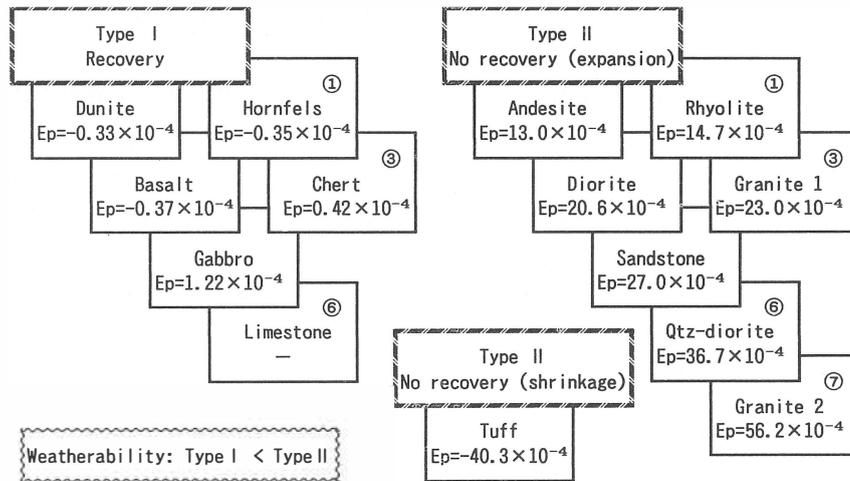


図 11 繰り返し熱膨張—熱収縮実験により得られた「岩石の物理的風化系列」。
石灰岩の Ep が記載されていない理由は、すでに図 6 b に示した通り、特異な膨張—収縮結果が得られたため。

表 3. 各岩型の実験終了時、最低温度における熱膨張係数, α_f .

岩 型 Rock type	α_f
1. Basalt	-0.370
2. Andesite	1.385
3. Rhyolite	1.595
4. Tuff	5.400
5. Dunite	-0.335
6. Gabbro	0.123
7. Diorite	2.101
8. Qtz-diorite	3.719
9. Granite1	2.315
10. Granite2	5.670
11. Hornfels	-0.035
12. Sandstone	3.065
13. Limestone	—
14. Chert	0.415

($\times 10^{-3}$)

の変化を予測するうえで、重要となるものと考えられる。

以上より、熱帯乾燥地域における地表構成物質の生成について、多くの地球科学、土壌学の教科書に述べられている「熱膨張係数の大きい岩石は風化されやすい(破壊されやすい)」なる記述は誤りであることが指摘される。このことは、鉱物に対しても同様である。なぜなら熱膨張係数の大きい石英は、熱帯乾燥地域の地表に残存しているからである。なお物理的風化系列を、より確固たるものにするためには、①多量の試料を用いる実験、②力学的強度測定、および③間隙状態の精密測定などが不可欠である。

6. 結 論

- 本研究においては、以下を結論とする。
- (1) 熱帯乾燥地域に存在する風化物の生成機構を、岩石—水相互化学反応とし、化学平衡論を基礎とする地球化学的シミュレーションを行った。かこう岩→ラテライトを例とした結果、①二次鉱物の生成過程、②水質変化過程、③風化断面の鉱物分帯および物性変化、が求められた。
 - (2) 熱帯乾燥地域の生成に最も重要な作用の一つである、岩石の物理的風化(熱膨張—熱収縮)による変化に関し、TMA を用い実験した。その結果、①岩石の熱膨張—熱収縮系列、②岩型の熱膨張—熱収縮特性における 2 様式の存在、③岩石の物理的風化系列、④石灰岩および凝灰岩における特異な熱膨張—熱収縮特性、⑤石英を多く含む岩型の熱膨張—熱収縮係数は大きいこと、が得られた。
 - (3) ①熱帯乾燥地域の地表を構成する二次鉱物は、過去における多量もしくは長期間にわたる天然水の供給がなければ、形成されない。したがって現在の熱帯乾燥地域に存在する各種二次鉱物は、現在の気候条件下で形成されたとはいえない。②熱帯乾燥地域における地表構成物質の生成について、多くの地球科学・土壌学の教科書に述べられている「熱膨張係数の大きい(熱膨張率の高い)岩石は風化されやすい(破壊されやすい)」なる記述は誤りである。

謝 辞

本研究を推進するにあたり、各種実験・分析の補助を行うとともに貴重な示唆等を与えられた、熱帯農業研究センター（現在、国際農林水産業研究センター）、根本清子、高嶋浩子の両氏に対し、記して深謝の意を表する。

引用文献

- 1) 八田珠郎 (1990). 化学と工業 43: 247.
- 2) 八田珠郎 (1990). 三鈹 (日本鈹物学会・日本岩石鈹物鈹床学会・日本鈹山地質学会連合) 学会講要. H-2: 79.
- 3) 八田珠郎 (1990). 文部省総研 A, 熱水変質作用と粘土鈹物の生成. 資料: 1.
- 4) 八田珠郎 (1991). 日本化学会誌 1991, 5: 509.
- 5) 八田珠郎 (1991). 科技厅総研, 砂漠化機構の解明に関する国際共同研究. 平成2年度成果報告書: 225.
- 6) 八田珠郎 (1992). 科技厅総研, 砂漠化機構の解明に関する国際共同研究. 平成3年度成果報告書: 350.
- 7) 八田珠郎 (1993). 土壌の事典 (土壌の事典編集委員会 編), 朝倉書店, 印刷中.
- 8) 八田珠郎・廣瀬孝・松倉公憲 (1989). 日本地理学会講要 36: 350.
- 9) 八田珠郎・野呂春文・中井信・篠原也寸志 (1990). 鈹物学雑誌 19: 121.
- 10) 八田珠郎・坂本満・篠原也寸志 (1990). 日本化学会講要 60: 684.
- 11) 八田珠郎・野呂春文・草場敬・齋藤貴之・廣瀬孝 (1991). 地球惑星科学関連学会合同大会, 地球化学講要: 28.
- 12) 八田珠郎・野呂春文・篠原也寸志 (1991). 粘土科学討論会講要 35: 22.
- 13) 八田珠郎・草場敬・齋藤貴之・野呂春文・篠原也寸志・河野元治・藤本光一郎・廣瀬孝 (1992). 日本土壤肥料学会講要 38: 146.
- 14) Bowen, N. L. (1992). *Jour. Geol.*, 30: 177.
- 15) Clark, S. P. Jr. (ed.) (1966). *Handbook of Physical Constants, Revised ed.*, NY: 587.
- 16) Cooke, R. U. and Smalley, I. J. (1968). *Nature*, 220: 1226.
- 17) Goldich, S. S. (1938). *Jour. Geol.*, 46: 17.
- 18) Rechter, D. and Simmons, G.: *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abst.*, 11: 403 (1974).
- 19) Hatta, T. (1987). *Chem Geol.*, 60: 131.
- 20) Hatta, T. and Hatta, C. (1990). *Trans. 14th Inter. Cong. Soil Sci.*, 2: 379.
- 21) Hatta, T., Shinohara, Y., Noro, H., Fujimoto, H., Kusaba, T., Saito, T., and Hirose, T. (1992). *Abst., 29th Inter. Geol. Cong.*, 3: 712.
- 22) Jackson, M. L. and Sherman, G. D. (1953). *Advan. Agron.*, 5: 219.
- 23) Lasaga, A. C. (1984). *Jour. Geophys. Res.*, 89, B6: 4009.
- 24) Martini, I. P. (ed.) (1992). *Weathering, Soils & Paleo-soils*, Elsevier, Amsterdam: 618.
- 25) Thirumalai, K. and Demou, S. G. (1970). *J. Appl. Phys.*, 41: 5147.
- 26) Yatsu, E. (1988). *The Nature of Weathering*, Sozosha, Tokyo: 624.