

東南アジア低湿地の土壌

—その1. マングローブ下の堆積物に由来する土壌—

久 馬 一 剛*

Soils of Swampy Coastal Areas in Southeast Asia

—Part 1. Soils Derived from Mangrove Mud—

Kazutake KYUMA*

The coastal areas of the Southeast Asian tropics are vegetated extensively by mangrove forest. Inland there are areas which were formerly under mangrove, before they were cut off from the marine or brackish environments. These areas together represent an important fraction of the potentially cultivable land for food production in the near future. This paper looks at the soils derived from the sediments deposited under mangrove, to evaluate their potential for cultivation.

Mangrove mud contains oxidizable sulfur compounds, mainly in the form of pyrite, which upon exposure to the air is oxidized to sulfuric

acid, developing a strong acidity. The resultant soil is called acid sulfate soil. This paper deals first with the processes of pyrite accumulation under mangrove and its oxidation upon reclamation. It then discusses the classification, properties and management of acid sulfate soils on the basis of recent research results.

It is concluded that the former mangrove land is probably reclaimable only with difficulty and a high investment. It may, however, be possible to improve soil conditions to some extent by simple means practicable by the small farmer, such as localized phosphate application.

I はじめに

1967年に出版された『世界の食糧問題』[White House 1967]によれば、当時熱帯圏には約16億5千万ヘクタールの潜在的可耕地が存在したが、そのうちの約13億ヘクタールはアフリカとアメリカ大陸にあり、熱帯アジアのシェアはわずかに3億ヘクタール強で

あった。さらにまた、この潜在的可耕地のうち約75%はすでに耕作されており、他大陸における既耕地率が25%以下であるのと際立った対照をみせていた。

その後15年間の変化を数字として示すことはできないが、われわれの見聞の限りでは、耕地の外延的拡大は極端なまでに進められ、南アジアや東南アジア大陸部では、潜在的可耕地はあらかじめ耕地化されつくしたのではないと思われる。わずかに耕地化をまぬがれて、いまでも残っている土地面積の主要なものは、東南アジアの島嶼部、なかんずくその

* 京都大学農学部; Faculty of Agriculture, Kyoto University, Kitashirakawa, Sakyo-ku, Kyoto 606, Japan

低湿地帯に分布すると考えてよい。そして東南アジア諸国政府は、現実にこの低湿地開拓にすでにとりかかっているのである。

われわれは、このような背景の下に、東南アジア低湿地の土壌について、その特性や開発に際しての問題点などを、既存の資料によりながら整理することを意図した。ここで低湿地とよんでいるのは、以上の文脈から明らかのように、低湿な条件下にある農業的未利用地を指し、大部分はマングローブや湿地林 (swamp forest) におおわれた状態にある。このうちマングローブ下の堆積物は、特異な性格をもつ酸性硫酸塩土壌 (acid sulfate soils) を生成するし、湿地林下には有機質の泥炭土壌 (peat soils) が発達する。これらはいずれも、農業的利用に際して特別な考慮や処置を必要とする。

本稿では、まずマングローブ下の堆積物に由来する土壌を対象として、その生成、分類、性質、改良法などについて述べる。東南アジア低湿地の中で、マングローブの占める面積は、Christensen [1979] の表1のデータによれば約500万ヘクタールと見積もられており、その農地としての潜在力は小さくない。またこれ以外にも、メコンデルタの葦の原 (Plain of Reeds) のように、かつてマングローブの下にあった低湿地が、その堆積物の特異な性格のために、現在ではカヤツリグサ科の草本や特殊な木本 (*Melaleuca leucadendron* など) の生育する荒蕪地となってとり残されている

表1 東南アジアにおけるマングローブの面積

Burma	500,000 ha
Thailand	317,700
Cambodia	?
Malaysia	688,459
Indonesia	3,000,000 ?
Philippines	251,577
Vietnam	300,000 ?

Christensen [1979] による。

面積も少なくなく、メコンデルタだけでも一部の既開発地を含めて260万ヘクタールにのぼるといわれる (Vo Tong Xuan 博士<ヴェトナム・カントー大学>からの聞き書き)。このように、マングローブ下の堆積物に由来する土壌のもつ潜在的農地としての重要性は、東南アジアにおける現在の土地資源状況からみて、かなり大きいことを知っておく必要がある。

II マングローブ下の堆積過程

Diemont and Wijngaarden [1974] は二つの型の海岸を区別し、それぞれにおける堆積過程の差異を認めた。一つは open accreting coast 型であり、もう一つは estuary 型である。前者は海成堆積物が直線的な海岸の前縁に、妨害をうけることなく沈積し、急速に海岸線が前進する型を指しており、ここでは前進型海岸とよんでおく。後者は入り組んだ河口や複雑に湾入した海岸で特徴づけられ、強く潮汐の影響をうける樹枝状のタイダルクリークによって堆積が起こるような型を指しており、ここでは河口型海岸とよぶことにする。

これら両型の海岸におけるマングローブの成立と堆積過程の関連を考える上で、潮位の変動の幅が重要な意味をもつ。表2に、各種潮位の呼称と、半島マレーシアの西海岸における潮位高の実測値を例示する。この表で a% とあるのは、各種潮位時に冠水する頻度を、全満潮回数 の 100 分率として示したもので、たとえば大潮の満潮位 MHWS は、全満潮回数 の 20% 程度の頻度で起こるのに対し、小潮の満潮位 MHWN は 90% の頻度で起こることがわかる。

前進型のスムーズな海岸線では、その前面に、時として数 km にも及ぶ泥質の浅い海が広がるが、ここに MHWN まで堆積が進む

表2 潮位の呼称と各潮位の満潮時冠水頻度 (a), ならびに半島マレーシアのマングローブ地帯における各潮位の実測高 (海図基準面からの高さ, m)

Level	a %	Meters above Admiralty Datum					
		Pulau Langkawi	Merbok	Matang	Kuala Selangor	Malacca	
Highest high water	HHW	0	3.2	3.0	2.4	5.1	2.3
Mean high water spring	MHWS	20	2.0	2.7	2.1	4.5	2.1
Mean high water	MHW	60	2.5	2.3	1.8	3.9	1.8
Mean high water neap	MHWN	90	2.1	1.9	1.5	3.3	1.5
Mean sea level	MSL	99	1.8	1.6	1.2	2.6	1.2
Mean low water neap	MLWN	100	1.4	1.3	0.9	1.9	0.9
Mean low water spring	MLWS	100	0.6	0.5	0.3	0.6	0.3

Diemont and Wijngaarden [1974] による。

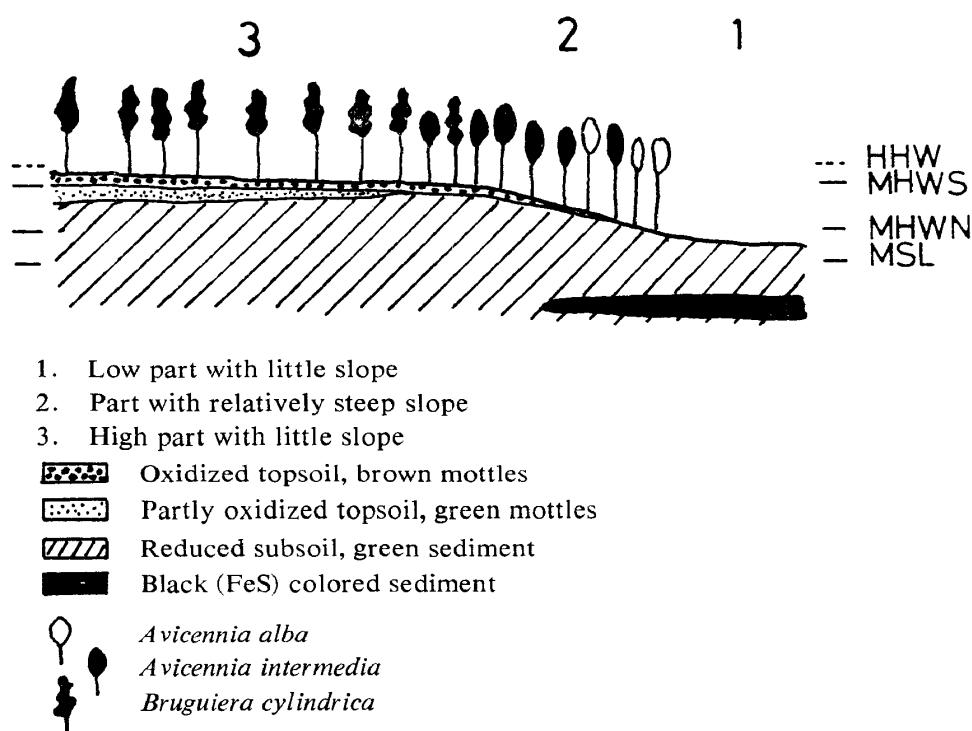


図1 Kuala Selangor 付近のマングローブの模式的断面 (Diemont and Wijngaarden [1974] による)

と、マングローブが侵入してくる。一度マングローブが成立すると、堆積速度が速くなり、やがて MHWS まで堆積が進む。しかし、MHWS に達すると、冠水の機会が減るので、堆積速度は低下する。図1は半島マレーシア西海岸の Kuala Selangor 付近のマングローブの模式断面である。急速な泥土の堆積

が起こるマングローブの前縁では、傾斜が比較的急になっているのが認められる。つまり、この前進型海岸では、マングローブが存在して大量の有機物を供給すると同時に、頻繁に冠水して還元的な環境が維持される期間は短く、また海岸線沿いにマングローブが成立する帯域の幅も比較的せまくなることがわかる。このように急速な堆積に

よって海岸線が前進してゆくための前提条件は、河川あるいは海流による土砂供給量の大きさである。

これに対し、河口型の海岸は一般に泥土の供給が少ない条件下に成立するものであり、堆積は緩慢にしか進行しない。ここでも MHWN まで堆積が進んではじめてマング

ローブが定着するのであるが、それからあとの堆積も泥土の供給に制約されて急速には進まない。ただし、タイダルクリークは潮汐によるバックアップをうけるため、河口付近でも自然堤防での堆積が進み、この部分だけが MHWS より高くなるが、後背湿地ではほとんど堆積が起こらず、永くかつ広くマングローブが安定に維持されることになる。そして、ところによっては、後背湿地に泥炭質の有機物が積もることがある。また、このように有機物の供給が多い上、満潮時の冠水が長期にわたって繰り返されるために、還元的な環境が永く維持され、以下に述べるように、堆積物中に大量の硫化物の蓄積が起こる。

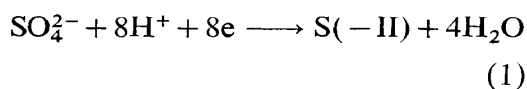
III 堆積物中におけるパイライトの生成と蓄積

一般に、水成堆積物中での硫化物の生成・蓄積は、次の条件がみたされれば起こる。

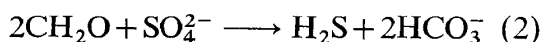
- i. 海水ないし汽水による SO_4^{2-} の供給
- ii. 有機物の供給

マングローブが海水ないし汽水環境下で成立することを考えれば、上の i, ii の条件は、マングローブ下の堆積物に理想的に具備されているといえる。

海水中には約 2,650 ppm の SO_4^{2-} が存在する。つまり海水 1ℓ 中には 2.65 g の硫酸根がある。この SO_4^{2-} は嫌氣的条件下では次式に従って還元され、S の酸化数は (+VI) から (-II) に減ずる。



ここで S(-II) としたものは H_2S , HS^- , S^{2-} の三つの形をとり、それらの相対的な存在割合は媒質の pH によって変る。(1) 式の反応は、有機物の酸化分解の反応と共役して、



のごとく進行する。

この硫酸還元反応は *Desulfovibrio* や *Desulfotomaculum* などのヘテロトローフによってメデイエイトされるが、これらの硫酸還元菌は絶対的嫌氣性菌に属し、無酸素条件下でなければ、硫酸還元は進行しない。実際に硫酸還元の起こる条件は、pH については硫酸還元菌の耐性によって支配され、下限はおよそ pH 5 であり、上限は 9 付近である。また酸化還元電位 (Eh) については、 SO_4^{2-} の不安定化する電位として、Patrick and Reddy [1978] は $-120 \sim -180 \text{ mV}$ を与えている。

こうして生成された S(-II) は、硫酸還元よりも高い Eh ($+180 \sim +150$) ですでに生成されている Fe^{2+} と反応して、常温では準安定な黒色の硫化鉄 (FeS) を沈殿する。

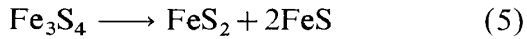


この FeS は X 線的に無定形であるか、正方晶系の FeS であるマッキナワイト (mackinawite) の不鮮明な回折線を与える [van Breemen 1976]。この後者の溶解度積は $10^{-17.55}$ [Berner 1967]、無定形 FeS のそれは $10^{-16.9}$ である。

溶解した S(-II) の一部は、酸素や Fe^{3+} イオンのような酸化剤の存在では、斜方晶系の元素状硫黄 S(0) に酸化される。また、S(0) は SO_4^{2-} が酸性条件下で還元される際の間産物としても生成され、一旦生成されると比較的安定であるため、海底堆積物中には元素状硫黄がかなり普遍的に存在するとされている [Stumm and Morgan 1970]。この元素状硫黄は、FeS と反応して直接パイライト (pyrite) を生成するか、



あるいは溶存する S(-II) と反応して多硫化物アニオン (S_n^{2-}) を作り、その上で FeS と反応し、グリージャイト (等軸晶系の Fe_3S_4) を経て、パイライトを生成する。



こうして生成するパイライトの溶解度積は、S(0) の存在下では $10^{-27.6}$ のオーダーとなり、FeS に比し 10 オーダー程度低い。このことが $\text{FeS} \rightarrow \text{FeS}_2$ への変化の動因となっている [van Breemen 1976]。

ただし、これらのパイライト生成機構の中には S(0) または S_n^{2-} の生成を前提として含んでおり、元素状硫黄の生成を促進するような条件が、パイライトの生成をも促進する。先に述べた前進型海岸と河口型海岸におけるパイライトの蓄積を考えると、前者よりも後方で蓄積量が高いのが一般である。Diemont and Wijngaarden [1974] の調査例では、前者で 0.5% 以下、後方で 1.5% 以上と報告されている。河口型海岸では、すでに述べたように、堆積が急速に進まないために長時間にわたって還元的環境が維持され、FeS を生成しつづけるということとともに、複雑な海岸線のため潮汐による水の擾乱が激しく、これが溶存硫化物の限定的酸化をひき起こして元素状硫黄を生成し易いことも、パイライトの蓄積に寄与していると考えられる [van Breemen 1976]。

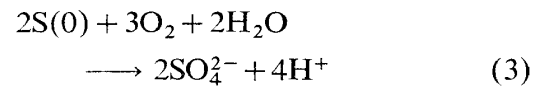
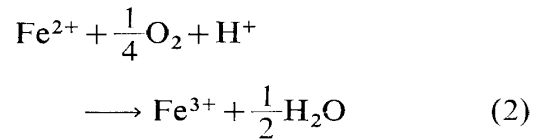
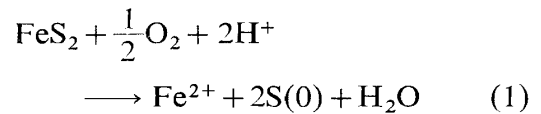
このように硫酸還元によって生成される S(-II) は、最終的にはパイライト (FeS_2) として安定化され、堆積物中に蓄積される。実際、海底堆積物について、還元型硫黄化合物を分別定量してみると、パイライト態硫黄が全体の 95% 以上を占めるのが一般であり、そのほかに元素状硫黄、有機態硫黄などが存在するが、FeS 態硫黄はきわめて少量しか存在しない。通常の硫化物含有海底堆積物の中では、FeS 態の硫黄は全硫黄の 0.01% 以下しか含まれず、黒色を示す底質中でも 0.6% を超えることはほとんどないとされている [Berner 1971]。パイライトの蓄積量は乾燥堆積物重あたり 1~4% 程度が普通であり、まれには 5% 以上にも達する [Moormann

and Pons 1974]。

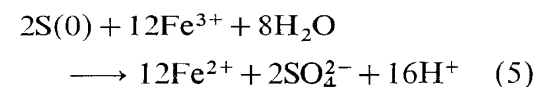
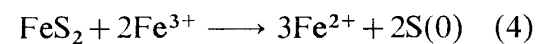
IV 酸性硫酸塩土壌の生成

a. 硫化物含有堆積物の酸化

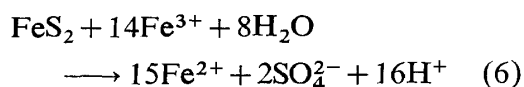
上記の過程でパイライトを蓄積した堆積物が陸化し、脱水・熟成過程に入ると、酸素の存在の下で次のような諸反応が起こる。



これらの反応は、純化学的にはいずれも緩慢にしか進まない。特に (2) 式の反応のハーフタイムは pH 3 で 1,000 日のオーダーである [Stumm and Morgan 1970]。しかし、(2) 式の $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ の酸化反応も、(3) 式の $\text{S}(0) \rightarrow \text{SO}_4^{2-}$ への酸化反応も、微生物によってメディエイトされると、きわめて速やかに進行する。前者は鉄バクテリア *Thiobacillus ferrooxidans* や *Ferrobacillus ferrooxidans* により、後者は *Thiobacillus thiooxidans* をはじめとする *Thiobacilli* によってメディエイトされる。このように、化学的酸化と微生物的酸化の共働の下でパイライトの初期的酸化が進むと、生成する硫酸によって媒質は急激に酸性化される。かくて媒質の pH が 3 以下ともなると、土壌溶液中には Fe^{3+} イオンが溶存し、次には Fe^{3+} を酸化剤とするパイライトの酸化が起こる。



この両式を結合すると、

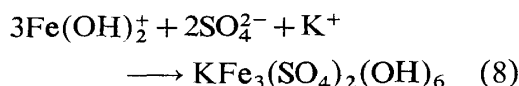


がえられる。(6)式の反応のハーフタイムは、20~1,000分のオーダーであり [ibid.]、パイライトの酸化はきわめて速やかである。また、ここで生成された Fe^{2+} は、鉄バクテリアにより再び Fe^{3+} に酸化され、さらにパイライトの酸化にあずかる。

生成された酸の溶脱や、天然あるいは人為による中和が進み、媒質の pH が > 3 となると、(2)式の反応により生成された Fe^{3+} は、加水分解をうけて沈殿し、

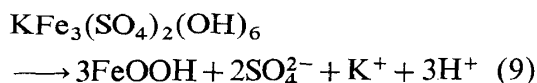


非晶質加水酸化鉄 (brown gel) の褐色の斑紋や、結晶度の悪いゲーサイト (goethite, $\alpha\text{-FeOOH}$) の黄橙色の斑紋を形成する。しかし、pH 4 程度までの中度の酸性条件下では、 Fe^{3+} が部分的加水分解をうけて生じた $\text{Fe}(\text{OH})_2^+$ から、次の反応によりジャロースイト (jarosite) が生成する。



ジャロースイトには K^+ の代りに Na^+ や H_3O^+ を含むものもあるが、酸性硫酸塩土壌中に見出されるものの多くは K^+ を含有する。

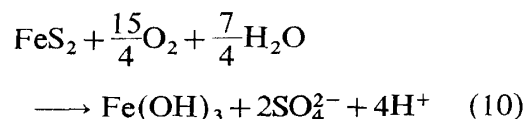
ジャロースイトはよくストロー・イエローとよばれる淡黄色 (典型的には 2.5 Y 6/8~8/8) を呈し、糸根状、管状、膜状などの斑紋として土壌中に存在する。この特徴的な色のために、酸性硫酸塩土壌あるいは cat clay (下記参照) を現場で識別するのに役立つ。ジャロースイトは媒質の pH が > 4 となると、加水分解をうけてゲーサイトを生ずる。



以上のようなパイライトの酸化過程は、そのまま、硫化物含有堆積物の化学的熟成過程であり、酸性硫酸塩土壌の生成過程にはほかならない。酸性硫酸塩土壌に特徴的なジャロースイトの斑紋をもつ粘土質堆積物を cat clay ともいうが、これはオランダ語の Katteklei から来ており、もともとはジャロースイトを含む堆積物の色とコンシステンスが猫の糞に似ているところからの命名であるという [Andriessse 1972]。また、酸化して cat clay を生ずるような硫化物含有堆積物のことを、mud clay とよぶことがある [Moormann 1963]。

b. 酸化生成物の行方

パイライトの酸化によって生成する酸の総量は次式で与えられる。



すなわち、1モルのパイライトあたり4当量の酸を生成する。この大量の酸のかなりの部分は浸透により、あるいは地表へ拡散ののち表面水とともに失われると思われるが、残りは土壌中の塩基性物質と反応して中和される。最も有効にこの酸を中和するのは、堆積物中に含有される生物的、非生物的起源の CaCO_3 であり、タイ国のバンコク平野には石灰質の硫化物含有堆積物の存在が知られている。ここでは、中和反応の結果生じた多量の CaSO_4 が、石膏の微細結晶のネストや、長さ数 cm に及ぶ棒状結晶として土壌中に見出される。特に、メクロン川やタチン川の堆積物や河川水中には CaCO_3 の含量が高く、バンコク平野西部に石膏含有土壌の分布が広い。このように、堆積物中の CaCO_3 含量が十分高いか、流入する水のアルカリ度が十分高い場合には、硫化物含有堆積物から生成し

た土壌でも強い酸性を示さず、したがって典型的酸性硫酸塩土壌とはならない。このように、酸性ではあるがジャローサイトが出現せず、非酸性海成沖積土への移行的な段階にある土壌を、Pons [1973] はパラ酸性硫酸塩土壌 (para acid sulfate soils) とよんでいる。

CaCO_3 以外にも、易風化性の一次鋳物や二次鋳物は、硫酸と反応して破壊され、塩基含有量の低い、難風化性の二次鋳物に変化すると同時に、酸を中和する。これらの中和反応の生成物の中には、単純な硫酸塩や上述のジャローサイトのほかに、水溶性のナトリウム明ばん (Na-alum , $\text{NaAl}(\text{SO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$)、タマルジャイト (tamarugite, $\text{NaAl}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$)、ピッカリンジャイト (pickeringite, $\text{MgAl}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$)、ハロトリカイト (halotrichite, $\text{FeAl}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$)、ロゼナイト (rozenite, $\text{FeSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) などがあり、乾季に地表や掘割の断面に析出する [van Breemen 1976]。

このように、土壌鋳物と反応して部分的に中和される結果、石灰質の堆積物に由来する土壌や、酸化の初期過程にあるごく未熟な土壌を除けば、大部分の酸性硫酸塩土壌の pH は 3~4 の範囲にある。van Breemen and Wielemaker [1974] はバンコク平野の土壌で、ジャローサイトを含む B 層の pH は、3.6~3.8 とせまい範囲に収れんすることを認めた。これは緩慢な酸生成がつづく条件下で、無定形のケイ酸や、カオリナイト、 Mg^{2+} や Al^{3+} で飽和したバイデライトなどの粘土鋳物、酸化鉄、ジャローサイト、塩基性硫酸アルミニウム ($\text{Al}(\text{OH})\text{SO}_4$) などの鋳物からなる多相系の平衡によって強い緩衝作用が働き、pH が安定化される結果であるとしている。pH が 4 を超えるとジャローサイトなどの塩基性硫酸塩の加水分解が起こり、pH を押し下げる方向に働くが、さらに中和が進むと、最後に残る少量の吸着態 SO_4^{2-} や $\text{Al}(\text{OH})\text{SO}_4$ な

ども湛水、排水の繰返しの中で、徐々に脱着あるいは加水分解されて排水中に失われる。かくて最終的には、土壌水の無機酸性が 0 になるところまで pH は上昇して安定化すると考えられる。その条件は H^+ と HCO_3^- が等濃度になる点として与えられ、次式で表される。

$$\text{pH} = \frac{1}{2}(\text{pK}_H + \text{pK}_1 - \log \text{P}_{\text{CO}_2}) \quad (11)$$

ここで K_H はヘンリーの法則の恒数 ($10^{-1.5}$)、 K_1 は炭酸の第一次解離恒数 ($10^{-6.4}$)、 P_{CO_2} は炭酸ガス分圧である。25°C では

$$\text{pH} = 3.95 - \frac{1}{2} \log \text{P}_{\text{CO}_2} \quad (12)$$

と書け、土壌溶液の P_{CO_2} がしばしば 10^{-1} ~ 10^{-2} の範囲にあることから、pH はほぼ 4.5~5.0 となる。すなわち、酸性硫酸塩土壌中の硫化物がすべて酸化され、生成した酸がすべて排除された時の土壌 pH は、4.5~5.0 の範囲に落ち着くことがわかる [van Breemen 1975]。

パイライトの酸化によって生成するもう一つの成分である加水酸化鉄は、最初は無定形で褐色の斑紋を作るが、熟成が進むにつれゲーサイトになり、黄橙色の斑紋となる。酸性硫酸塩土壌の中には B 層上部に赤い斑紋を有するものがあり、van Breemen [1976] はこれをヘマタイト (haematite, $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) と考えている。赤色の斑紋をもつものが、乾燥の強いバンコク平野西部の地形的高所に多くみられることから、彼はゲーサイトの脱水によりヘマタイトが生成すると説明している。しかし、湿潤な半島部の土壌にも赤色の斑紋をもつものがあり、これらの土壌が強い酸性を示すことから、van Breemen 自身、乾燥以外にも、強い酸性がなんらかの機構でヘマタイトの生成にあずかっているとしている。小島・川口 [1968] もタイ国産酸性硫酸塩土壌の斑紋の鋳物種を同定し、ゲーサイトが普

遍的にみられることを報告しているが、ヘマタイトは同定されなかった。

c. 酸性硫酸塩土壌の生成における生物の役割

マングローブ下の堆積物中に硫化物が蓄積する過程でも、堆積物の陸化熟成に伴うパイライトの酸化過程でも、微生物の働きがきわめて大きいことは上にみてきたとおりである。微生物作用の重要性を示すもう一つの例として、Singer and Stumm [1970] のデータを引用しよう。彼らは $9 \times 10^{-4} \text{ M/l}$ の Fe^{2+} を含む $\text{pH} < 3.5$ の溶液を大気中に放置した場合、150日間に全 Fe^{2+} のわずか5%だけしか酸化されなかったのに対し、同じ条件下で鉄バクテリアを働かせた場合、酸化速度は 10^6 倍以上に高められたと報告している。

このような微生物の働きの重要性はよく知られているが、それ以外にも動物が酸性硫酸塩土壌の生成に大きい役割を果たす場合が知られている。

Andriessse *et al.* [1973] は、サラワクの汽水性潮間域で、しばしば mud lobster (*Thalassinia anomala*) が、地表から 120 cm 程度までの下層にある未熟な硫化物含有堆積物を地表にもたらし、高さ 150 cm に及ぶ塚を作ると報告している。このため地表堆積物が硫化物を含有していない場合でも、下層からもち上げられた mud clay の酸化で cat clay を生ずることになる。この塚の底面の直径は 1 ~ 2 m に及び、これらの塚が全面積の 40% を占める場合すらある。したがって農地を造る場合、塚をこわして平坦化する必要がある、そうすることによって cat clay を全面に広げる結果になり問題を生じている。

比較的乾燥した気候下にあるマングローブでは、堆積物中にいる節足動物や軟体動物による二次的な CaCO_3 集積が起こることが知られている [Moormann and Pons 1974]。

また、Giglioli and Thornton [1965] は、ガンビアでマングローブ下の泥土中にカキが棲息している例を報告している。これらの生物学的な CaCO_3 集積が、パイライトの酸化過程において重要な意味をもつことは、すでに述べたとおりである。

V 酸性硫酸塩土壌の分類

Mud clay とよばれる還元的な硫化物含有堆積物は、潜在的酸性硫酸塩土壌 (potentially acid sulfate soils) とよばれることがあり、ここではこれらの未熟成堆積物をも含めて、酸性硫酸塩土壌の分類を考える。

現在のアメリカの土壌分類体系は Soil Taxonomy [USDA 1975] の名で知られ、世界的に広く使われているが、この中で酸性硫酸塩土壌の分類基準となっているのは、次の二つの特徴である。

i. sulfidic 物質—— $\geq 0.75\%$ (乾燥重あたり) の S を硫化物の形で含み、かつ S 含量の 3 倍以下の CaCO_3 当量を有するもので、酸化されれば次に述べる sulfuric 層を生成する。

ii. sulfuric 層——無機あるいは有機土壌物質よりなり、 $\text{pH} < 3.5$ (1:1 水懸濁液) で、ジャローサイトの斑紋 (色相 2.5 Y より黄色で、彩度 ≥ 6) を有する層位。

前者の sulfidic 物質の存在は潜在的酸性硫酸塩土壌の分類基準として、後者の sulfuric 層は (顕在的) 酸性硫酸塩土壌の分類基準として用いられる。

FAO/UNESCO の世界土壌図の凡例中でも、上と同じ分類基準が援用され、thionic なグループを分けるのに用いられている。

van der Kevie [1973] は表 3 のように酸性硫酸塩土壌を、Soil Taxonomy 方式と FAO/UNESCO 方式によって列挙し、両方式を対比している。Soil Taxonomy 方式で

は、潜在的酸性硫酸塩土壌で典型的なものは Sulfaquents 大群 (Entisol 目, Aquent 亜目) に属する無機質土壌と, Sulphemists 大群 (Histosol 目, Hemist 亜目) に属する有機質土壌であり, (顕在的) 酸性硫酸塩土壌で典型的なものは Sulfaquepts 大群 (Inceptisol 目, Aquept 亜目) に属する無機質土壌と, Sulfohemists 大群 (Histosol 目, Hemist 亜目) に属する有機質土壌であることを, 表

3 は示している。上記の分類基準を厳密にみたしていないために, 他の大群に分類されたものの中にも, 多少とも酸性硫酸塩土壌的な性質を示すものがあるが, これらは sulfic 亜群とし, 典型的酸性硫酸塩土壌への移行型として分類されている。FAO/UNESCO 方式では, 潜在的, 顕在的を問わず, sulfidic 物質か sulfuric 層をもつものはすべて Thionic Fluvisols として分類しており, 移行型

表3 USDA の Soil Taxonomy 方式と FAO/UNESCO 方式による酸性硫酸塩土壌の分類
a. Potentially acid sulfate soils

Climatic Zone	USDA	Main Characteristics	World Soil Map	Main Characteristics
World-wide	Typic Sulfaquents	pH (1:1 water) of dried soil <3.5 within 50 cm if $n \geq 1.0$; within 30 cm if $n < 1.0$	Thionic Fluvisols	pH (KCl) of dried soil <3.5 within 125 cm
World-wide	Sulfic Hydraquents	pH (1:1 water) of dried soil <4.5 in upper 25 cm, or more acid between 50 and 100 cm, $n > 0.7$ between 20 and 50 cm	Thionic Fluvisols	Some that are less acid than Sulfaquents but sufficiently acid to be included in Sulfic Hydraquents; non-saline
			Gleyic Solonchaks	Salic horizon and saline at some time of the year; part that meets acidity requirements for Sulfic Hydraquents but not for Thionic Fluvisols
			Dystric Fluvisols	Not sufficiently acid for Thionic Fluvisols but meets requirements for Sulfic Hydraquents; non-saline
Wet tropics and monsoon	Sulfic ¹⁾ Tropaquents	Acidity requirements of Sulfic Hydraquents but $n < 0.7$ between 20 and 50 cm	Thionic Fluvisols	see above
			Gleyic Solonchaks	
			Dystric Fluvisols	
Temperate	Sulfic Fluvaquents	Same as Sulfic Tropaquents		
World-wide	Typic Sulphemists	Sulfidic materials within 100 cm; pH (1:1 water) of dried soil <3.5	Thionic Fluvisols	see above

1) Subgroups not recognized in American classification.

b. Acid sulfate soils

Climatic Zone	USDA	Main Characteristics	World Soil Map	Main Characteristics
World-wide	Typic Sulfohemists	pH (1:1 water) < 3.5 within 50 cm	Thionic Fluvisols	pH (KCl) of dried soil < 3.5 within 125 cm
World-wide	Typic Sulfaquepts	pH (1:1 water) < 3.5 within 50 cm	Thionic Fluvisols	see above
Wet tropics and monsoon	Sulfic Tropaquepts	pH (1:1 water) < 4.0 between 50 and 150 cm and/or 3.5 to 4.0 within 50 cm	Thionic Fluvisols	see above
			Humic Gleysols	pH (KCl) ≥ 3.5; umbric or 0 horizon
			Dystric Gleysols	pH (KCl) ≥ 3.5; ochric A horizon
Wet tropics	Histic Sulfic Tropaquepts	Acidity like Sulfic Tropaquepts; Histic epipedon	Thionic Fluvisols	see above
			Humic Gleysols	pH (KCl) ≥ 3.5; 0 horizon
Monsoon and semi-arid	Vertic Sulfic Tropaquepts	Acidity like Sulfic Tropaquepts; cracks (1 cm) at 50 cm when dry	Thionic Fluvisols	see above
			Humic Gleysols	pH (KCl) ≥ 3.5; umbric or 0 horizon
			Dystric Gleysols	pH (KCl) ≥ 3.5; ochric A horizon
Humid temperate	Sulfic ¹⁾ Humaquepts	Acidity like Sulfic Tropaquepts; Umbric or Histic epipedon	Thionic Fluvisols	see above
			Humic Gleysols	pH (KCl) ≥ 3.5; umbric or 0 horizon
Temperate	Sulfic ¹⁾ Haplaquepts	Acidity like Sulfic Tropaquepts; Ochric epipedon	Thionic Fluvisols	see above
			Dystric Gleysols	pH (KCl) ≥ 3.5; ochric A horizon
Monsoon and semi-arid	Sulfic ¹⁾ Haplaquepts	Acidity like Sulfic Tropaquepts; Sodium saturation > 15 in half or more of upper 50 cm; mostly saline in some part of the year	Thionic Fluvisols	see above
			Gleyic Solonchaks	pH (KCl) ≥ 3.5; salic horizon and/or saline at some time of the year

1) Subgroups not recognized in American classification. var der Kevie [1973] による。

については酸性硫酸塩土壌的な性質をもつことを、分類名からはうかがえない。

潜在的酸性硫酸塩土壌である Sulfaquents の場合には、n 値¹⁾ ≥ 1.0 の未熟なものでは、地表面から 50 cm 以内に、また n 値 < 1.0 のやや物理的熟成の進んだものでは、地表面か

ら 30 cm 以内に sulfidic 物質が出現する。有機質土壌の場合、地表面から 1 m 以内に sulfidic 物質を有するものは、その有機物がセンイ質である (fibric 物質) か、あるいは分解度が高い (sapric 物質) かを問わず、すべて Sulfihemists として分類する。

(顕在的) 酸性硫酸塩土壌の場合でも、有機質土壌では sulfuric 層が地表面から 50 cm 以内に出現することだけを重視し、有機物の

1) n 値：堆積物の物理的熟成度の指標。十分熟成したものの n 値 < 0.7, 未熟なもの n 値 ≥ 1.0。

分解度を問わず Sulfohemists と分類する。無機質土壌の場合は、やはり sulfuric 層が地表面下 50 cm 以内に出現することを条件とする。この場合 sulfuric 層の存在は、十分に物理的・化学的熟成が進んでいることを前提とするから、必然的に Aquept 亜目に属することになり、 Sulfaquepts と分類される。

酸性硫酸塩土壌の熟成が進み、表層 50 cm 以内にジャローサイトは残っているが、土壌 pH が 3.5~4 まで上昇したような場合、sul-

furic 層の規定から外れるために、Tropaquepts 大群中の sulfuric 亜群、Sulfic Tropaquepts と分類されるようになる。さらに熟成が進んで、表層 50 cm 以内の pH は > 4 となり、ジャローサイトもなくなったが、50~150 cm の範囲に pH < 4 であつたジャローサイトを含む層位が出現する場合も、同じく Sulfic Tropaquepts と分類される。ただし、これら二つの Sulfic Tropaquepts が、亜群より下のレベルで細分されるのは当然である。

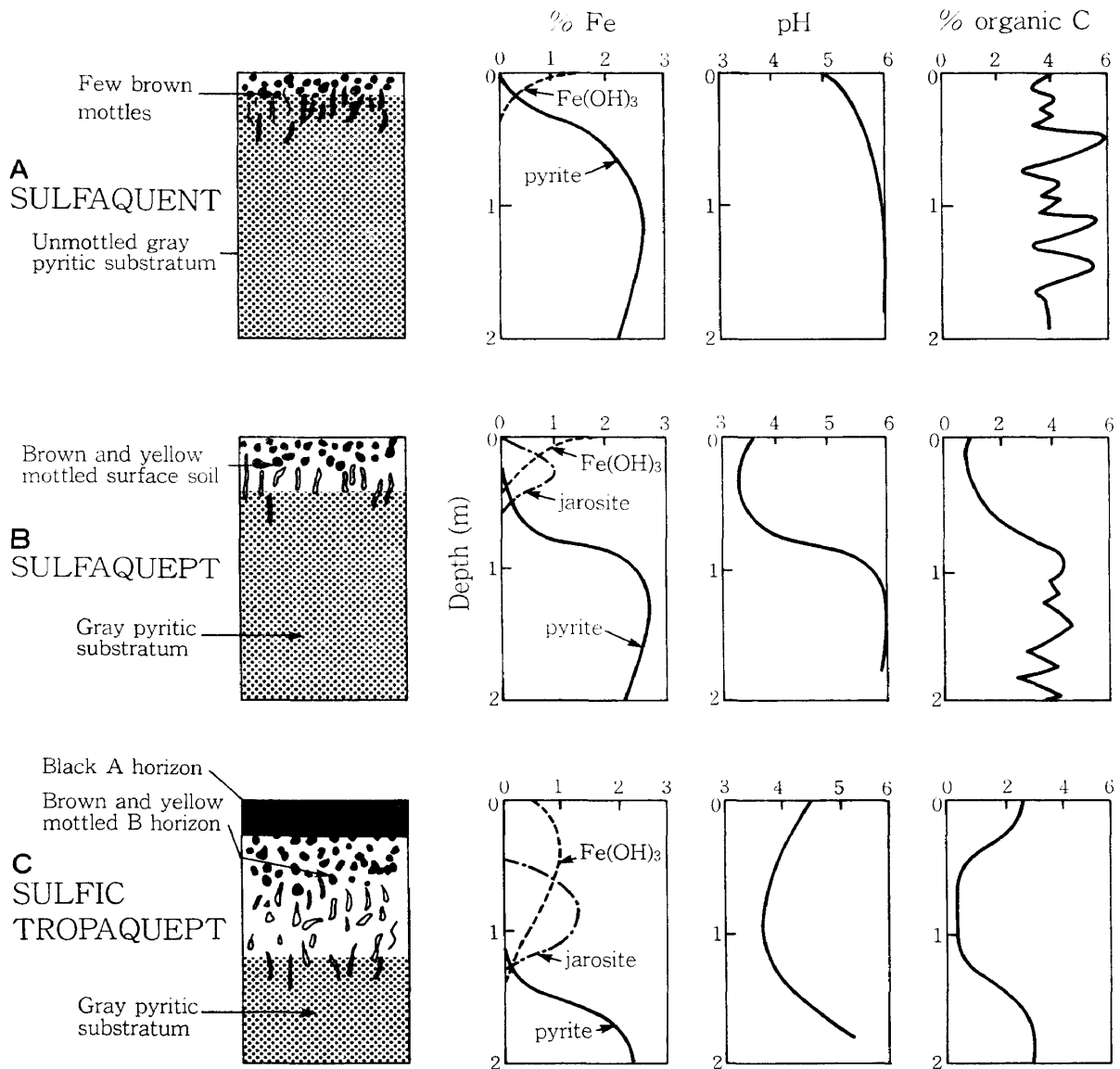


図2 Sulfaquent — Sulfaquept — Sulfic Tropaquept 系列の土壌断面発達過程模式図 (van Breemen and Pons [1978])

タイ国バンコク平野の酸性硫酸塩土壌の大部分は、上述のいずれかの Sulfic Tropaquepts である。この分類で問題となるのは、pH が <4 でありながら、ジャローサイトの出現しない土壌であり、これは Typic Tropaquepts と分類する以外にない。

潜在的酸性硫酸塩土壌である Sulfaquepts から Sulfaquepts を経て、さらに Sulfic Tropaquepts に至る熟成過程と、その間にみられる土壌断面の諸性質の変化を模式的に示すと、図2のようである。

酸性硫酸塩土壌は、各国で古くから使われてきた土壌分類の中では、マングローブ林土壌 (soils of mangrove forest) とよばれたり、沖積土 (alluvial soils) の低位分類として扱われることが多かったが、北ヴェトナムでは acid saline soil あるいは aluminous soil [Fridland 1961]、またカンボジアでは alumisol [Crocker 1962] などと命名されていた。これらはいずれも、フランス領であった時代に sol aluné とよばれていたことの名残であろう。

VI 酸性硫酸塩土壌の肥沃度の性質

顕在的な酸性硫酸塩土壌だけに限っても、その熟成の程度により性質に大きい変異がみられることは、上述したところからも明らかである。本節では、作物栽培に直接影響するところの大きい、酸性硫酸塩土壌表土の肥沃度の性質についてみてみよう。

Attanandana *et al.* [1981] はタイ国バンコク平野の土壌のうち、水稻栽培のための適性分級の4区分を代表する5土壌統をサンプルとして、表土の諸性質を比較した。供試土壌統と、その適性分級区分は次のとおりである。

土壌統	適性分級区分
Bangkok (B)	P-I very well suited for paddy
Ratchaburi (Ra)	P-I very well suited for paddy
Sena (S)	P-IIa well suited for paddy
Rangsit (Rs)	P-IIIa moderately suited for paddy
Rangsit very acid (Rva)	P-IVa poorly suited for paddy

B は非酸性海成沖積物、Ra は河成沖積物由来の Typic Tropaquept で、水稻栽培 (P) に対する制限因子はない。S, Rs, Rva はいずれも酸性硫酸塩土壌であり、各適性等級に入る土壌統の中で最大の分布面積をもつものである。すべてに共通して酸性が障害となることを、等級記号のあとに“a”を付して示してある。S と Rs は Sulfic Tropaquept, Rva は Typic Sulfaquept と分類される。

表4に示すように、供試土壌は Ra が silty clay loam であるのを除けば、すべて heavy clay である。pH は酸性硫酸塩土壌ではいずれも <5 であり、中でも Rva は表層でも 3.0~3.9 を示す。土壌有機物 (腐植) 含量は、酸性硫酸塩土壌の方が対照の非酸性硫酸塩土壌よりも高い。このことは Kawaguchi and Kyuma [1969] も認めており、有機炭素含量は酸性硫酸塩土壌では $1.93 \pm 0.54\%$ (n=11)、非酸性海成沖積土では $1.28 \pm 0.34\%$ (n=11) であったとしている。有効態リン酸は、酸性硫酸塩土壌の含量がきわめて低く 6~10 ppm であるのに対し、B や Ra ではそれぞれ 24, 51 ppm と大きい差がある。交換性カチオン組成については、S では明瞭でないが、他の酸性硫酸塩土壌と B では海成の特徴が明らかであり、交換性 Mg と Na の含量が相対的に高い。土壌の酸性を反映して、交換性 Al は酸性硫酸塩土壌で高いが、中

表4 バンコク平野の代表的酸性硫酸塩土壌と対照非酸性硫酸塩土壌の肥沃度の諸性質

Soil Series (Soil Suitability Class)	Sena (P-IIa)	Rangsit (P-IIIa)	Rangsit v. acid a* b** (P-IVa)		Bangkok (P-I)	Ratcha- buri (P-I)
1. Texture	HC	HC	HC	HC	HC	SiCL
2. pH	4.7	4.8	3.9	3.0	5.2	5.8
3. Organic matter, %	2.2	2.1	3.1	2.2	1.3	1.5
4. Avail. phosphate, ppm P	9.6	10.5	6.1	7.0	23.6	50.8
5. Exchangeable K, me/100 g	0.42	0.37	0.17	0.24	0.67	0.16
6. Exchangeable Na, me/100 g	0.60	1.20	3.70	0.56	2.70	0.76
7. Exchangeable Ca, me/100 g	13.1	10.0	2.50	1.25	10.0	7.50
8. Exchangeable Mg, me/100 g	4.0	8.5	5.6	3.6	9.3	2.7
9. Exchangeable Al, me/100 g	0.55	0.81	11.4	15.1	0.18	0.09
10. Avail. silica, mg SiO ₂ /100 g	10.1	10.9	3.6	—	14.1	11.4
11. CEC, me/100 g	31.2	26.4	30.6	—	23.2	17.4
12. 7 Å minerals, %	55	50	65	—	25	50
13. 10 Å minerals, %	15	10	10	—	20	25
14. 14 Å minerals, %	30	40	25	—	55	25
15. Total sulfur, ppm S	1281	706	5235	—	1131	181
16. Water sol. S, ppm S	440	176	400	—	520	0
17. Jarosite S, ppm S	560	492	2287	—	0	0

* A soil used for pot experiment.

** A soil used for field experiment.

Attanandana *et al.* [1981] による。

も強酸性の Rva では極端に高く、これが一つの問題であることをうかがわせる。有効態ケイ酸は酸性硫酸塩土壌で低い傾向があるが、ここでも Rva で顕著に低く、強酸性媒質中でケイ酸の溶出が起こることを示唆している。van Breemen [1976] は強酸性を示す酸性硫酸塩土壌から採取した土壌溶液が、無定形ケイ酸についてほぼ飽和している (2 mmol/l) ことを見出し、実験室的にも硫化物含有堆積物の酸化過程で、硫酸の生成に伴い浸出液中には 5 mmol/l 程度のケイ酸の溶出が起こることをたしかめている。

このようにケイ酸の溶出は起こっているものの、CEC はまだ高く維持されており、粘土の破壊はさほど進んでいないとみられる。事実、粘土鉱物の組成には、B を除いてあまり大きい差はなく、1:1 型の 7 Å 鉱物が 50

%強、次いで膨張性の 2:1 型を主とする 14 Å 鉱物が多く、雲母型の 10 Å 鉱物は少ない。B だけは、14 Å > 7 Å となっており、非酸性海成粘土で二次鉱物の風化が緩慢であることをうかがわせる。これら土壌の 14 Å 粘土は、Mg 飽和でグリセリン処理をすると 18 Å に膨張するものの、K 飽和では 10 Å に収縮しパーミキュライト的な挙動を示すので、服部共生はこれを Beidellite-Vermiculite 中間型と考えている (同教授<京都府立大学>よりの個人的聞き書き)。Rva ではこの 14 Å 鉱物が少なく、7 Å 鉱物が供試土壌の中で最も多いが、これが強酸性下の風化と関係があるかどうかは明らかでない。しかし、全般的に酸性硫酸塩土壌の粘土鉱物組成は、この分析の結果からみる限り、まださほど劣化していないといえよう。

全硫黄は Rva が非常に高く、S と Rs でもやや高いが、むしろ B で高いことが注目される。これは水溶性硫黄の値からわかるように、石膏に由来する部分が多い。ジャローサイト態硫黄は酸性硫酸塩土壌だけに検出され、特に Rva で高い値を示す。

ここにみたように、酸性硫酸塩土壌の間でも、その性質にはかなり大きい変異があるが、肥沃度的にみて主要な問題となるのは、低 pH, 高 Al, 低リン酸, 低ケイ酸であることがわかる。また、熟成過程の初期にある酸性硫酸塩土壌では、塩類含量の高いものがあり、これが問題となる場合があることに留意する必要がある。

VII 酸性硫酸塩土壌の利用と改良

a. 水田としての利用上の諸問題

バンコク平野の潮間湿地帯の面積は 1,300 km² と見積もられているが、de Gloppe and Poels [1973] はこの地帯の土地利用を航空写真によって調査し、それぞれの利用形態下

表5 バンコク平野潮間帯の土地利用/植生と年間純収入

Land Use/Vegetation	Area (km ²)	Net Annual Income (Baht/ha)
Nipa swamps	294	60
Mangrove swamps (mainly <i>Rhizophora</i>)	254	400
Treeless swamps (mainly <i>Sueda</i> and bare land)	93	—
Salt evaporation pans	91	2500
Shrimp (and fish) ponds	199	2500
Paddy fields	12	150
Coconut plantations	353	3000
Paddy on good non-acid marine soils (Bangkok series)	—	1100

de Gloppe and Poels [1973] による。

の面積と、そこでの年間収入を表5のように見積もった。Nipa Swamp からの収入は、屋根ふき用の葉や果実の採集によるものであり、マングローブからの収入は、主として木炭の生産による。この表からは、ココナツ園、塩田、エビ養殖などが大きい収入をあげ、非酸性海成堆積物由来で P-I に属する Bangkok 統の肥沃な土壌での稲作よりも有利であるが、これらの利用形態はいずれもかなり大きい資本の投入を必要とすることがわかる。マングローブの中のライゾフォラ (*Rhizophora*) を伐採して木炭を焼く粗放な林業ですら、酸性硫酸塩土壌の水田としての利用よりは高収益をあげることができる。

しかし、潜在的可耕地面積が少なく、新しい農地開墾の必要が大きいところでは、地形平坦な潮汐平野上の酸性硫酸塩土壌地帯は、魅力的な農地開発の対象となろう。その際、水文条件や土地条件からまず考えられるのは、水田としての利用である。

水稲は酸性に対する高い耐性をもつ。水耕培養では pH<4 ではじめて生育が阻害されるといわれる。しかし、土壌条件下では、pH<5 となると Al³⁺ が可溶化し、水稲は Al 過剰による生育阻害をうける。Attanandana *et al.* [1982] は水耕によって水稲に対する Al 過剰発現の閾値を求め、培養液中の Al 濃度が 20 ppm を超えると生育が悪くなりはじめ、40 ppm ではきびしい生育阻害をうけることをみている。Attanandana *et al.* [*ibid.*] は他方、Rva を湛水インキュベートした時に、土壌溶液中の Al 濃度は最高 60 ppm に達し、10週間の湛水全期間にわたって 30 ppm 以上の濃度を示すことを報告した。

前節で酸性硫酸塩土壌の粘土中には、まだ膨張型 14 Å 鉱物があって CEC も高いことをみたが、これが低 pH と組み合わせられると、多量の交換態 Al が土壌中に存在することを

意味する。この Al は土壌溶液中の高濃度の Al と平衡を保ち、また後述するように難溶性のリン酸塩を作って、施肥リン酸を不可給態にする。一般に、低い pH と高い CEC の組合せは、自然土壌ではまれにしかみられないものであり、この意味で酸性硫酸塩土壌は特異な問題をかかえているといえる。

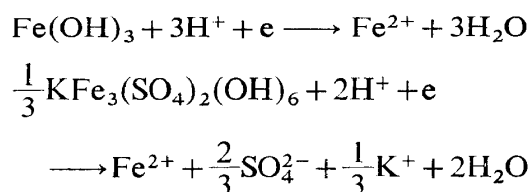
酸性硫酸塩土壌の土壌溶液中の Al 濃度については、van Breemen and Pons [1978] の研究があり、それは $\text{Al}(\text{OH})\text{SO}_4$ の溶解度積 $10^{-17.2}$ によって規定されているとしている。彼らは水稲の Al に対する耐性の上限を 25 ppm と想定し、その Al 濃度を与える pH を若干の仮定をおいて上の関係から計算し、pH 3.5~4.2 を Al 過剰症発現の閾値であると述べている。ただし、幼苗期には水稲の耐性が低く、pH 4.5~5 ですでに障害を示すに至るとした。

パイライトの酸化過程で多量の鉄が遊離され、一部は無定形の加水酸化物、あるいは結晶度の低いゲーサイトとして土壌中に残る。水田にして湛水すると、これらの鉄化合物は還元されて Fe^{2+} を土壌溶液中に供給する。この Fe^{2+} の濃度は酸性硫酸塩土壌においては一般に高く、時に数千 ppm に達するといわれる。水稲は 300~400 ppm を超える Fe^{2+} 濃度のもとでは鉄過剰症を発現し易い。スリランカでかつてブロンジング (bronzing) とよばれ、わが国で赤枯れ I 型などとよばれていたのは、いずれも鉄過剰症である。今日、水稲の鉄過剰症は栄養的に正常な場合には発現しにくく、高塩濃度、低リン酸、低カリなどの障害と高 Fe^{2+} が共存する場合に出易いことが知られている。酸性硫酸塩土壌では、すでにみたように、高塩濃度や低リン酸はかなり頻繁にみられる問題であるから、これに高 Fe^{2+} 濃度が加われば、鉄過剰症は深刻な脅威となる。

上に述べた Al^{3+} も Fe^{2+} も、土壌溶液の

pH が高くなれば溶解度を減じ、過剰症の発現は抑制される。一般の水田土壌では、湛水下還元が進めば、pH はかなり速やかに 6.5~7.0 まで上昇する。これは還元過程で H^+ が消費されるとともに土壌溶液のアルカリ度が高まるためである。

酸性硫酸塩土壌では、しばしば還元の進行がおそく、pH がなかなか上昇しない場合がある。これは低 pH や養分欠乏による微生物活性の低さに起因すると考えられ、たとえば石灰施用や、チッソ、リン酸の添加が還元過程を速めることから原因をたしかめうる。しかし、酸性硫酸塩土壌で pH 上昇が起こりにくいことのより重要な原因としては、交換性あるいは水溶性の Al, Al や Fe の塩基性硫酸塩などによる強い緩衝作用を考える必要がある。また、ジャローサイトが存在する場合、この中の Fe^{3+} が Fe^{2+} まで還元されるのには、 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ が還元される場合の 2/3 倍量の H^+ しか必要としない。



したがって、pH の上昇が低い段階でも、相対的に高濃度の Fe^{2+} を土壌溶液中に維持することになる。

可分解性有機物が十分量存在する場合、長時間の還元過程を経ると pH は徐々に上昇するが、pH > 5 となると硫酸還元菌が活動しはじめ、S(-II) が生成される (第 III 節参照)。こうしてはじめて Fe^{2+} は FeS として沈殿し、土壌溶液中の Fe^{2+} 濃度は減少するに至る。ただし、これには通常数カ月を要する [Nhung and Ponnamparuma 1966]。

以上のように、低 pH とそれに伴う Al 過剰、鉄過剰、さらに高 Al によって引き起こされるリン酸欠乏など、酸性硫酸塩土壌を水

田として利用する際の土壌的制限要因は多い。次には、これらの諸問題を回避し、酸性硫酸塩土壌を水稻栽培の培地として開墾・改良するための手段について考えてみよう。

b. 酸性硫酸塩土壌の開墾と改良

(i) マングローブ下の 潜在的酸性硫酸塩堆積物の開墾

現に、マングローブの下にある堆積物を開墾利用する場合はあまり多くない。特に、前進型海岸をふちどるマングローブは、その幅もせまく、開墾の対象とはならない。しかし、河口型海岸で広い潮間湿地帯が存在する場合、たとえばサラワク川河口域の水田化計画のように、これを開墾する試みがなされている。

このような場合、一般には、堆積物は未熟であり、土壌の酸性はまだ発現しておらず、最大の問題は塩類過剰の害である。ここでは、防潮堤を築いて塩水浸入を防ぐ手段を講じない限りは、満潮時に淡水のバックアップによって冠水するような場所以外は、水稻栽培は不可能である。栽培可能な場合でも、このような条件下にある堆積物は未熟であって、常時還元状態にあるため、水稻は高収を望みがたいだけでなく、作業能率も悪く、積極的な改善の手段をとりにくい。

防潮堤を築き、防潮水門によって塩水浸入を制御する場合、条件によって二つの場合が考えられる。一つは明瞭な乾季があり、年降水量もあまり多くない条件下にある場合で、満潮時にバックアップする淡水を導入して冠水させうる場所、あるいは時期を利用して稲作を行う。この場合には、先の場合と異なり、地表の浅い土層は乾季に自然の乾燥により多少の熟成とそれに伴う酸性化が起こっており、淡水のバックアップは、塩とともに酸を洗滌して積極的に土壌の改良を進める手段となる。ただし、本格的な排水をはかり、深

い土層を酸化させた場合には、域外から良質のかんがい水を導入する可能性がない限りは十分な洗滌ができず、かえって土地を不毛化するおそれがある。したがって、排水深を調節し（たとえば表層 15~20cm）、必要以上の土壌の熟成・酸化を起こさせない注意が必要である。

第2の場合は、年間を通じて降水量の多い地域で、防潮堤を築き、排水路を設け、土壌の熟成と酸化を起こさせた上で、初期には満潮時に海水（あるいは汽水）を導入し、生成した酸や Al^{3+} を洗滌する。こうして表層 30 cm 程度の土壌中のパイライトの大部分を酸化除去したあとには、塩水の導入をやめ、自然の降水によって表層の塩類を洗滌する。この方式は西アフリカのシエラレオネなどで行われ、ある程度の成功をおさめた [Bloomfield and Coulter 1973]。東南アジアでも、サラワクやカリマンタンなどで、この方式を適用できると考えられるが、相当大きい初期投資を必要とするだろう。

(ii) 顕在的酸性硫酸塩土壌の改良

かつてマングローブ下に堆積した硫化物含有堆積物であって、その後陸化熟成を経て酸性硫酸塩土壌となり、現在ではデルタの内陸部に未利用ないし低利用状態でとり残されているものも少なくない。たとえば、メコンデルタの Plain of Reeds がそれであり、バンコク平野では Rangsit very acid soil の標識地である Ongkharak 地方がそれである。またマレーシアやインドネシアではグラム (*gelam, Melaleuca leucadendron*) 林の生える湿地として未利用で残っている。

これらの酸性硫酸塩土壌地帯を本格的に改良するためには、やはり適当な深さまでの排水と酸化をうながし、天水あるいは良質のかんがい水で、生成する酸や塩基性硫酸塩などを洗滌してやる必要がある。半島マレーシアのケダー、プルリス両州にまたがるムダ川か

んがい地域内には、2カ所に酸性硫酸塩土壌地帯があり、グラムやセッジ（スゲ属の草本）の生える湿地であったが、大規模なかんがい・排水工事により、現在では、周辺の非酸性硫酸塩土壌地帯とともに、水稻の二期作が行われるに至っている。

農民レベルでは、土地の一部を盛り上げたり高うねを作って、堆積物の酸化と洗滌を促進する方法がとられ、ココナッツや稲が作られているところがある。バンコク周辺の小輪中と高うねの組合せも同じ意図に出ている。

いずれにせよ、このようにしてある程度積極的な熟成酸化と生成物の洗滌の効果があがった上でなら、石灰施用によって残った酸を中和することも現実的な処置となる。van Breemen and Pons [1978] の計算によれば、3%のパイライトを含む土壌を、石灰施用のみによって中和しようとするならば、かりに生成した酸の半量が洗滌によって除去されたとしても、なおかつ 150 ton/ha の石灰が必要であるという。このような大量の石灰の投与が経済的にひき合わないのはいうまでもないが、かりに資材があっても、もともと低湿な足場の悪い場所に、大量の石灰を運搬することの困難さも忘れてはなるまい。

もう一つ石灰施用に関連して考慮すべきことは、土壌熟成過程の初期に石灰を添加して媒質の pH をあげると、パイライトの酸化がおくれることである（第 IV 節 a 参照）。したがって、酸化洗滌によってかなり土壌が改良された段階で、石灰を併用するのが有効である。また、多量の硫酸根が土壌中に残存している段階で pH を >5 とすると、硫酸還元を促進し、水稻生育に悪い結果をもたらすおそれがある。Al³⁺ の不活性化には pH 5 程度までの中和でかなりの効果があるから、それ以上に pH をあげる必要はないばかりか、有害ですらありうる。ただし、村上 [1965] は、酸性硫酸塩土壌では酸化鉄が多量に遊離

され、これが酸化還元電位を高く維持し硫酸還元を抑えるので、硫化水素の害は生じないとしている。

土壌肥沃度は、酸性硫酸塩土壌の生成と改良の過程で、酸による洗脱が起こるために顕著に低下すると思われる。事実、前節でみたように、不飽和度の増大、交換性 Al の増加などがたしかめられた。しかし、粘土鉱物組成もさして劣化しておらず、CEC がまだ十分高いので、一般的には、適正な施肥をすることにより、土壌肥沃度を高め、水稻収量をあげることが可能であると考えられる。

Attanandana *et al.* [1981] は、前節で化学性を検討した 5 土壌を用いて植木鉢試験を行い、P-IIa の Sena や P-IIIa の Rangsit では、特にリン酸とカリの施肥量を高くする必要はあるが、試験に用いた施肥量の範囲で P-I の Bangkok や Ratchaburi と同程度の収量をあげうることを認めた。ただし、P-IVa の Rangsit very acid 土壌では、石灰施用や施肥にもかかわらず、試験に用いた処理の範囲では、P-I 土壌の水準まで収量を高めることができず、植物体の分析結果からは Al 過剰の害が認められた。恐らくは一旦石灰で pH をあげたにもかかわらず、たとえばジャローサイトなどの塩基性硫酸塩の加水分解で、根圏での新たな酸性化が起こり、Al の過剰症をひき起こした結果と考えられる。

リン酸は酸性硫酸塩土壌における作物の生育決定因子であり、上述の植木鉢試験でも、Rangsit very acid 土壌の無リン酸区は、チッソやカリ、石灰の施用にもかかわらず、ほとんど完全に生育が阻害された。前節でも示したように、酸性硫酸塩土壌中の有効態リン酸の含量はきわめて低く、これは活性な Al によりリン酸が難溶性リン酸アルミニウムとして固定されるためである。しかし、この同じ機構により、リン酸は水稻の Al 過剰症に対して、ある程度の耐性を与えること

が知られている [Tanaka and Navasero 1966]。これは水稻の根の外部あるいは内部で、リン酸が Al と結合して無害化するためと考えられる。Attanandana *et al.* [1982] は水稻に吸収された Al が、根の表皮部分にリン酸とともに濃集していることを、X線マイクロアナライザーを用い実証した。また、この機構により、水稻の一部の根から高濃度のリン酸を吸収させると、ほかの根を Al 40 ppm の培地に入れた場合にも、水稻の Al 過剰症がある程度まで抑止され、乾物重はあまり影響をうけなくなることを示した。

Attanandana *et al.* [*ibid.*] は、この実験結果にもとづき、リン酸の泥団子肥料を水稻の根際にうめ込む施肥法を考案し、通常の撒布法と比較する試験を、Rangsit very acid 土壌を用い圃場レベルで実施した。その結果、リン酸レベルが低く (62.5 kg P₂O₅/ha)、無石灰の場合には、この泥団子施肥法が全面撒布法よりも高い茎数、穂数、穀実収量を与えることを示した。ただし、石灰施用を伴うか、倍量のリン酸施肥の場合には、両施肥法の差は明らかでなくなった。このように、リン酸肥料の供給が制限されている場合の、リン酸の施肥法については、なお検討・改善の余地があると思われる。

VIII おわりに

マングローブ下の堆積物に由来する土壌について、その生成・分類・性質・利用に際しての問題や改良法などをみてきた。ここでは、水田としての利用しか考えていないが、これは小農のための農地の拡大こそが、現在の東南アジアにおける最大の関心事であると考えられるからである。とはいっても、熱帯低湿地の本格的開発は、大きい資本投下なしでは不可能であり、その場合、より集約的な利用の仕方が模索されるかもしれない。たとえば、

ゴム、ココナッツ、オイル・パームのプランテーションや、パイナップル、ミカンなどの果樹園、あるいはバンコク周辺にみられるような、小輪中と高うねによる蔬菜栽培などが考えられる。さらには、エビや魚の養殖も、現にある利用法の一つである。ただ、いかなる利用法をとるにしても、個々の土壌の特性を正確に把握し、改良をはかることが必須であり、そのためには利用の前段階での綿密な土壌調査が不可欠であろう。

参考文献

1. Andriesse, J. P. 1972. *The Soils of West Sarawak*. Sarawak: Gov't Printing Office.
2. Andriesse, J. P.; Breemen, N. van; and Blokhuis, W. A. 1973. The Influence of Mud Lobsters (*Thalassina anomala*) on the Development of Acid Sulfate Soils in Mangrove Swamps in Sarawak (East Malaysia). In *Acid Sulfate Soils, Proc. of Int'l. Symp.*, edited by H. Dost, ILRI Publ. 18, Vol. II, pp. 11-39.
3. Attanandana, T.; Vacharotayan, S.; and Kyuma, K. 1981. Chemical Characteristics and Fertility Status of Acid Sulfate Soils of Thailand. *Proc. of the Bangkok Symp. on Acid Sulfate Soils*. pp. 137-156.
4. ————. 1982. Fertility Problems of Acid Sulfate Soils of Thailand. *First Int'l. Symp. on Soil, Geology and Landforms—Impact on Land Use Planning in Develop. Countries*. Bangkok.
5. Berner, R. A. 1967. Thermodynamic Stability of Sedimentary Iron Sulfides. *Am. J. Sci.* 265: 773-785 (Cited from van Breemen [1976]).
6. ————. 1971. *Principles of Chemical Sedimentology*. N. Y.: McGraw-Hill (Cited from van Breemen [1976]).
7. Bloomfield, C.; and Coulter, J. K. 1973. Genesis and Management of Acid Sulfate Soils. *Adv. Agron.* 25: 265-326.
8. Breemen, N. van. 1975. Acidification and Deacidification of Coastal Plain Soils as a Result of Periodic Flooding. *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 39: 1153-1157.

9. ————. 1976. *Genesis and Solution Chemistry of Acid Sulfate Soils in Thailand*. Wageningen: PUDOC.
10. Breemen, N. van; and Pons, L. J. 1978. Acid Sulfate Soils and Rice. In *Soils and Rice*, edited by IRRI, Los Baños, pp. 739-761.
11. Breemen, N. van; and Wielemaker, W. G. 1974. Buffer Intensities and Equilibrium pH of Minerals and Soils. II. Theoretical and Actual pH of Minerals and Soils. *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 38: 61-66.
12. Christensen, B. 1979. *Mangrove Forest Resources and Their Management in Asia and Far East*. Bangkok: FAO Regional Office.
13. Crocker, C. D. 1962. *Exploratory Survey of the Soils of Cambodia*. Phnom Penh: Royal Camb. Gov't. Soil Comm. and USAID Joint Publ. (Mimeographed)
14. Diemont, W. H.; and Wijngaarden, W. van. 1974. Sedimentation Patterns, Soils, Mangrove Vegetation and Land Use in the Tidal Areas of West Malaysia. In *Proc. of the Int'l. Symp. on Biology and Management of Mangroves*, edited by G. E. Walsh *et al.*, Vol. II, pp. 513-528.
15. FAO. 1974. *FAO/UNESCO Soil Map of the World*. Vol. 1. Legend. Paris: UNESCO.
16. Fridland, V. M. 1961. *Nature of North Vietnam*. Moscow: USSR Academy of Sci. (Russian)
17. Giglioli, M. E. C.; and Thornton, I. 1965. The Mangrove Swamps of Keneba, Lower Gambia River Basin. I. Descriptive Note on the Climate, the Mangrove Swamps and the Physical Composition of Their Soils. *J. Appl. Ecol.* 2: 81-103.
18. Gloppe, R. J. de; and Poels, R. L. H. 1973. *A General Study with Tentative Recommendations to the Government of Thailand on Reclamation Possibilities in the Coastal Area of the Central Plain in Thailand*. Unpubl. Report. FAO (Cited from van Breemen [1976]).
19. Kawaguchi, K.; and Kyuma, K. 1969. *Lowland Rice Soils in Thailand*. The Center for Southeast Asian Studies, Kyoto University.
20. Kevie, W. van der. 1973. Physiography, Classification, and Mapping of Acid Sulfate Soils. In *Acid Sulfate Soils, Proc. of Int'l. Symp.*, edited by H. Dost, ILRI Publ. 18, Vol. I, pp. 202-222.
21. 小島道也；川口桂三郎. 1968. 「タイおよびマラヤの水田土壌の遊離酸化鉄の形態」『土肥誌』39：505-509.
22. Moormann, F. R. 1963. Acid Sulfate Soils (Cat-clays) of the Tropics. *Soil Sci.* 95: 271-275.
23. Moormann, F. R.; and Pons, L. J. 1974. Characteristics of Mangrove Soils in relation to Their Agricultural Land Use Potential. In *Proc. of the Int'l. Symp. on Biology and Management of Mangroves*, edited by G. E. Walsh *et al.*, Vol. II, pp. 529-547.
24. 村上英行. 1965. 「酸性硫酸塩土壌の特性と改良法に関する研究」京都大学学位論文.
25. Nhung, Mai-Thi My; and Ponnampereuma, F. N. 1966. Effects of Calcium Carbonate, Manganese Oxide, Ferric Hydroxide and Prolonged Flooding on Chemical and Electrochemical Changes and Growth of Rice in a Flooded Acid Sulfate Soils. *Soil Sci.* 102: 29-41.
26. Patrick, W. H. Jr.; and Reddy, C. N. 1978. Chemical Changes in Rice Soils. In *Soils and Rice*, edited by IRRI, Los Baños, pp. 361-379.
27. Pons, L. J. 1973. Outline of the Genesis, Characteristics, Classification and Improvement of Acid Sulfate Soils. In *Acid Sulfate Soils, Proc. of Int'l. Symp.*, edited by H. Dost, ILRI Publ. 18, Vol. I, pp. 3-27.
28. Singer, P. C.; and Stumm, W. 1970. Acidic Mine Drainage; The Rate Determining Step. *Sci.* 167: 1121-1123.
29. Stumm, W.; and Morgan, J. J. 1970. *Aquatic Chemistry*. N. Y.: John Wiley.
30. Tanaka, A.; and Navasero, S. A. 1966. Aluminum Toxicity of the Rice Plant under Water Culture Conditions. *Soil Sci. & Plant Nutr.* 12: 9-14.
31. USDA, SCS, Soil Survey Staff. 1975. *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*. USDA Handb. 436. Washington, D. C.: Gov't. Printing Office.

32. White House. 1967. *World Food Problem: A Report of the President's Science Advisory Committee*. Vol. II. Report of the Panel on the World Food Supply. Washington, D. C.