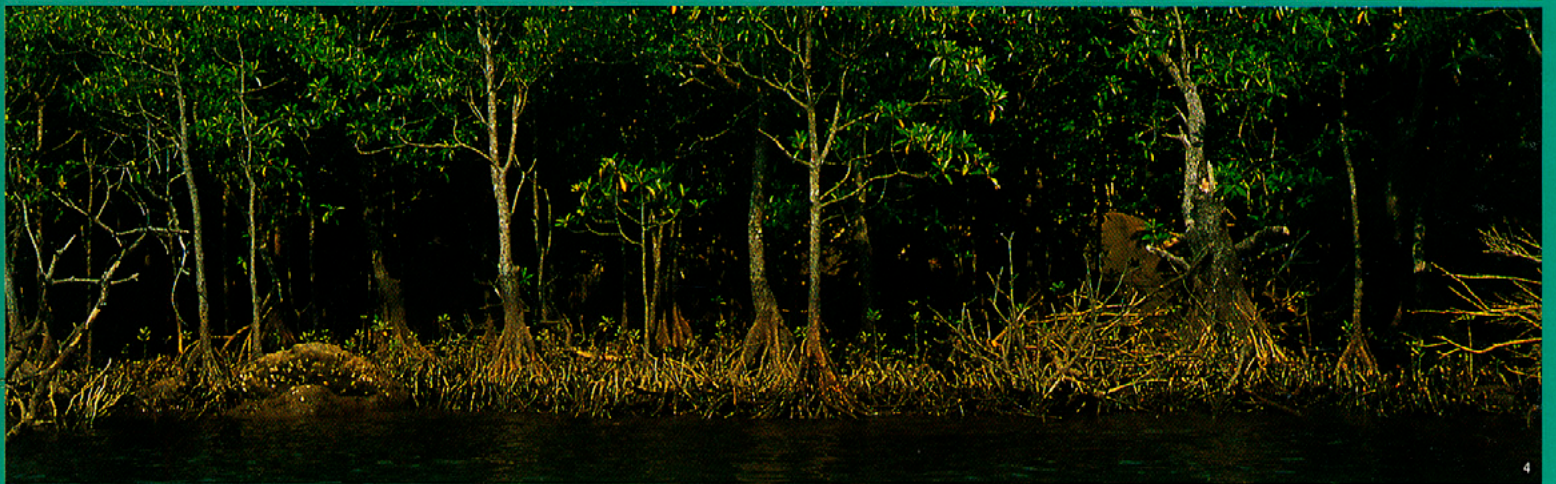
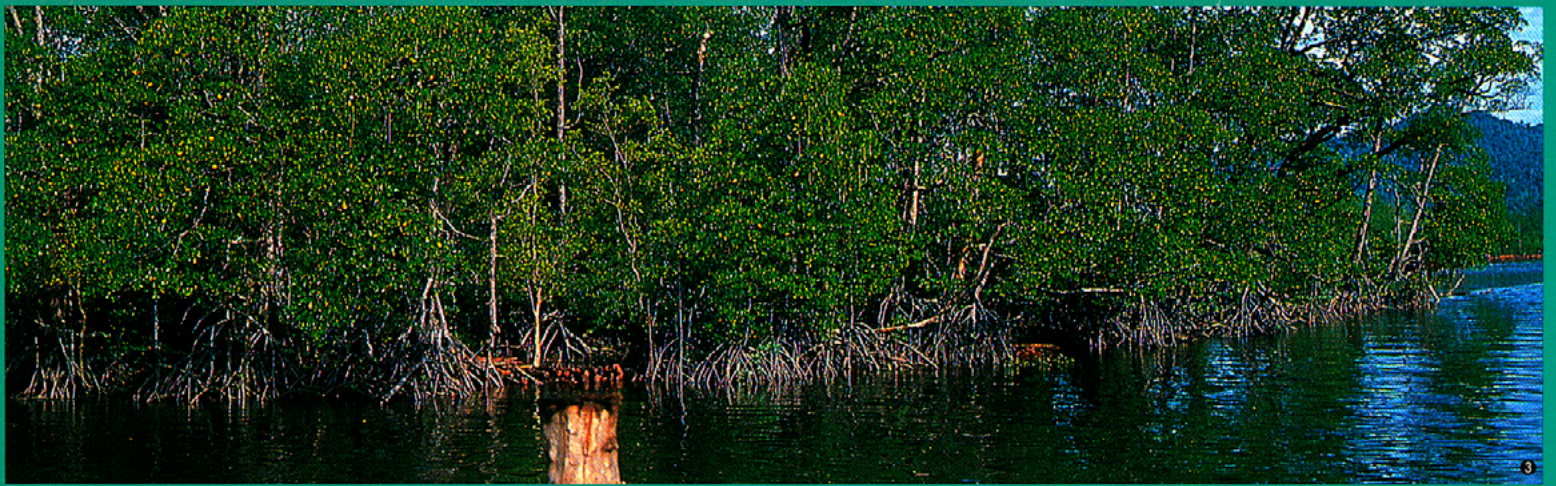


# 25

# URBAN KUBOTA

アーバンクボタ・MARCH 1986・久保田鉄工株式会社

●特集＝酸性硫酸塩土壌





〈表紙カラー写真〉

- ① 熱帯太平洋の島は珊瑚礁に囲まれた島が多い。この写真ではラグーン（礁湖）の中に、点々と新しいマングローブコロニーが生まれ、その森林を広げている様子がよく見える。（ミクロネシア、ポナペ島 Ponape）
- ② マングローブ林の前面に帯状分布する *Sonneratia alba* (マ

ヤブシキ)の林。これの育つ土壌は泥質で深い。（タイ、ラノンRanong）

③ 前面は *Rhizophora mucronata*、その後方に丈の高い *Rhizophora apiculata* が茂る林。河川沿いのマングローブは、このタイプが普通である。（タイ、タクアバ Takuapa）

④ 日本でも沖縄や西表島には、かなり発達したマングローブ林がある。その林は主として前面に *Rhizophora stylosa* (ヤエヤマヒルギ) が茂るのが普通である。後方には *Bruguiera gymnorhiza* (オヒルギ) の林が大きく広がる。（西表島）

海の森林マングローブ

中村武久 = 東京農業大学農学部助教授

熱帯の海岸海水域に、また感潮河口や河川沿いに発達する特殊な塩生植物の森林をマングローブという。普通の陸上植物は海水や塩分の濃い土壌では生育できないが、このマングローブを構成する植物は、その塩分の濃い中で平気で育ち、あるいはその塩分が含まれる水の中だけで育たない。この特殊な性質は、植物の栄養生理はもちろん、植物の生育可能環境の範囲という面で、従来の植物学の常識を越えた新しい課題を提供している。世界の熱帯海岸地帯15,429,000ha、アジアの熱帯だけで6,246,000haという広大な面積をもつマングローブの科学は、沿岸環境保全はもとより、生物資源の育成開発に新しい分野を開くものとして、いま多方面から熱い注目を集めている。

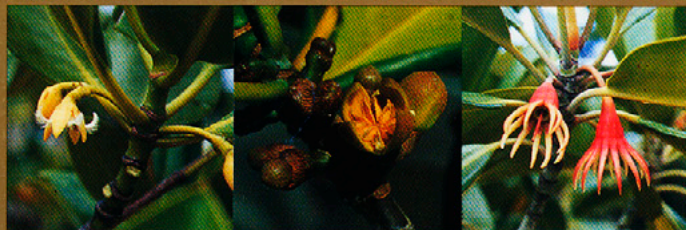
マングローブ林の構成種

海岸に発達するマングローブは、その森林の後背地が陸の湿性森林につながる。従ってマングローブ林を構成している種類についてもその範囲を決めるのはむずかしく、人によって70種とも80種ともいうが、主たる樹木は *Rhizophoraceae* (ヒルギ科) の *Rhizophora apiculata*, *Rhizophora mucronata*, *Rhizophora stylosa* (ヤエヤマヒルギ), *Rhizophora mangle*, *Ceriops tagal*, *Ceriops decandra*, *Bruguiera gymnorhiza* (オヒルギ), *Bruguiera cylindrica*, *Bruguiera parviflora*, *Kandelia canda* (メヒルギ) など、その他 *Avicennia alba*, *Avicennia marina* (ヒルギダマシ), *Avicennia officinalis*, *Lumnitzera littorea*, *Lumnitzera racemosa* (ヒルギモドキ), *Sonneratia alba* (マヤブシキ), *Sonneratia caseolaris*, *Sonneratia griffithii*, *Xylocarpus granatum*, *Xylocarpus moluccensis* などである。

マングローブの変わった生態と形態  
満潮時に海水が及ぶ入江や河口の泥地に育つマングローブは、その種類ごとに帯状分布Zonationを示している場合が多い。タイのラノン(Ranong)に残る古いマングローブ林では、海側前面に *Sonneratia alba* の群落が広がり、その後方に *Avicennia alba* や *A. officinalis* を混えた *Rhizophora apiculata* の群落、さらにその後背に *Bruguiera gymnorhiza* を主体とする群落が広がる。これが典型的なマングローブのZonationとされ、これは本来海水の及ぶ距離と関係があることから、塩分濃度が原因するものと考えられていた。しかし、各地のマングローブについて、そのZonationを調べてみると、最前面に出てくる筈の *Sonneratia* 群落が最後方に現われるケースもあり、また伐採後の二次林として *Bruguiera cylindrica* や *B. parviflora* が群落をつくる場合もある。したがってZonationの問題は、必ずしも単に塩分濃度によるものでなく、マングローブ植生の成立時の土壌構造と土質、そして植生年齢による土壌の還元化(硫酸還元)などを左右されるものと思われる。即ち、それぞれの種が生育可能な、或はそれに適した土壌環境が、潮の干満により、或は河口部の汽水域で物理化学的に造られるからであろう。Zonationができるのは、そうした理由によるものとしても、やはりマングローブは陸の植生とは違って、海水という塩分濃度の高い水で育ち、さらには泥地という立地環境で育つて

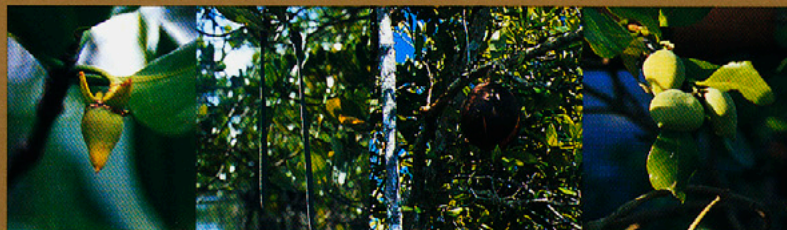
いる。こうした環境で生育するには、それなりの特種な生理と、その生理を行うための器官をもたなければならない。マングローブの根の特殊な形態および繁殖のための特殊な胎生種子は、まさに、この環境で生きていくための変わった器官といつてよい。マングローブの胎生種子  
ヒルギ科の植物は、花が終って果実をつくっても、その中の種子が種子として形成されず、胚が直接発生をはじめて、木についたまま担根体を生じ、あたかも棒状の果実をぶらさげた恰好になる。これを胎生種子と呼ぶ。マングローブの主要種であるヒルギ科の植物は、全てこれをつくるのが特徴とされている。マングローブの気根  
マングローブは、以前から特殊な呼吸根をもつ植物として注目されていたので、その形態的な研究は古くから行われていた。空気中に現われている根を全て気根というなら、マングローブの気根は、基本的に3つのタイプがある。1つはタコ足のように幹の下の方に何本もの支持根を出すもの。第2は泥土の表面を這う根が、とこところ曲げた膝が立ち上るような恰好に出すもの。もう1つは、土中を横に這う根からタケノコ状の別の根を地表はもちろん水面まで出して呼吸をするもの。以上の3型である。これらのタイプは、それぞれの種類によって定まっている。マングローブが特殊な土壌環境の中で育成できる秘密は、この変わった根の形態と機能にあるといつてよい。

●マングローブの花



*Rhizophora mucronata* オオバヒルギ (タイ、バンガPhang-nga)  
*Rhizophora apiculata* フタバナヒルギ (タイ、バンガPhang-nga)  
*Bruguiera gymnorhiza* オヒルギ (タイ、チャタブリ)

●マングローブの果実と胎生種子

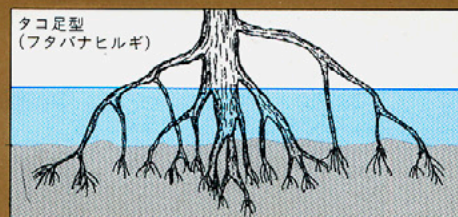
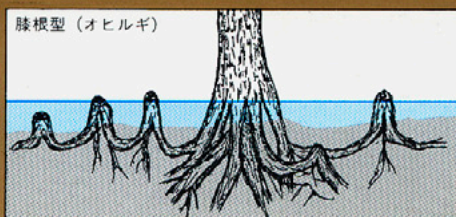
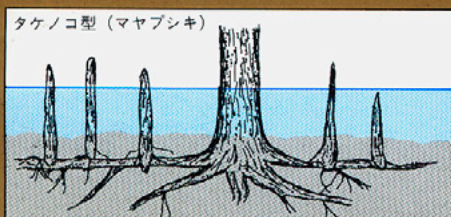


*Rhizophora mucronata* オオバヒルギ 左は花が終った後の果実。やがてこの先端から果実に似た長い担根体(胎生種子)が伸びてくる(右)。  
*Xylocarpus granatum* ホウガンヒルギの果実、重さが2.5kgになる  
*Avicennia officinalis* ヒルギダマシの果実

●マングローブの根



*Sonneratia alba* マヤブシキの呼吸根(タケノコ型)(タケノコ変形型)  
*Xylocarpus moluccensis* の呼吸根  
*Bruguiera gymnorhiza* オヒルギの呼吸根(膝根型)  
*Rhizophora apiculata* フタバナヒルギの支持根(タコ足型)





●大規模造成農地の酸性硫酸塩土壌（本文22p～25p参照）



①新第三系中新統下黒沢層の地層の状況。一関市下黒沢磐井川畔の露頭

②下黒沢層を碎屑して造成した大規模農地の工事完工直前の状況。岩手県花巻町上油田地区。1969年

③完工した同造成地で、水稲移植後、酸性硫酸塩土壌による激甚な被害が発生した状況。1969年

④上油田地区における酸性硫酸塩土壌水田の現地改良試験の全景（1973年9月、第3年度）

⑤同試験における原土区の状況（1971年7月）

⑥同上原土区の土壌断面（1973年10月）。下層の青灰色の部分パイライト含量の多い母岩の碎屑土壌。

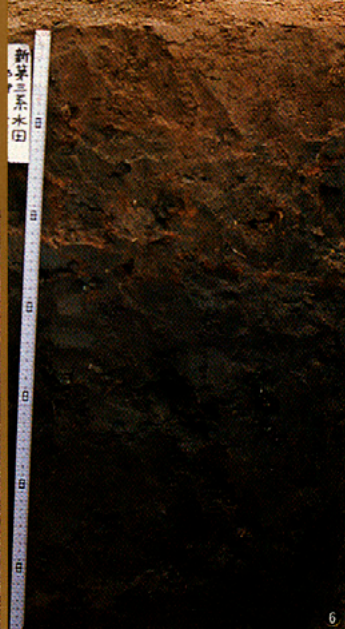
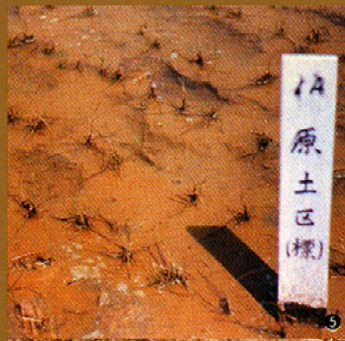
⑦同試験における炭酸石灰5,000Kg区の生育状況（1971年7月）。生育・分けつともに旺盛になってくる。

⑧同上の炭酸石灰5,000Kg区の土壌断面（1973年10月）。石灰の加用により水稲の生育がよくなり、表層の作土層の土色も酸化的になってきている。下層にも徐々に斑紋が形成され始めている。

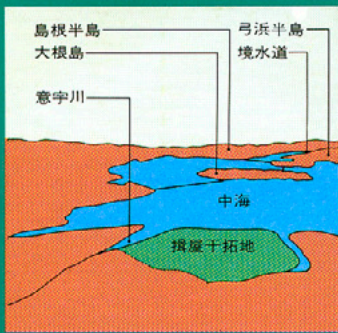
⑨同試験における炭酸石灰1,000Kg区の水稲の生育状況（1971年7月）。漸く枯死は免れるようになったが分けつがすまさない。

⑩同試験における炭酸石灰2,000Kg区の水稲の生育状況（1971年7月）。生育が正常になり、分けつもすまようになってきている。

⑪上油田地区土壌の酸性中和段階による水稲生育状況。バイオトロンポット試験（1969年10月～1970年3月）  
（写真・文とも佐々木信夫（当時 岩手県農試））







## 揖屋干拓地と土壌断面

本文12p～21p参照

- ① 中海と揖屋干拓地の俯瞰
- ② 揖屋干拓地ヨシ自生地の土壌断面・干陸後10年，全層Lic.
  - 0～12cm：灰色，細塊状．
  - 12～25cm：灰褐色，塊状．
  - 25～40cm：灰褐色，大塊状，柱状，グライ斑．
  - 40～80cm：青灰色，柱状構造の表面に褐色の斑紋が下層へ淡い．
  - 80cm以深：ヘッドロ状，50cm付近にヨシの根茎が水平に伸び，ひげ根は80cmに達する．
- ③ 揖屋干拓地作付地（野菜畑）の土壌断面．作付後8年，全層Lic.
  - 0～14cm：灰色，粒状．
  - 14～30cm：灰褐色，塊状，緻密．
  - 30～40cm：灰褐色，柱状，緻密，グライ斑．
  - 40～60cm：青灰色，柱状．
  - 60cm以深：青灰色，ヘッドロ状．
  - 30cm付近に深耕跡があり，孔隙・割目は少なく緻密，透水不良．下層はヨシ自生地に比較して構造の発達が不良．植物根はごく少ない．
- ④ 揖屋干拓地のヨシ．

文：村上英行，写真：①1985年10月撮影，②③④1985年8月撮影





## 目次

### 特集 = 酸性硫酸塩土壌

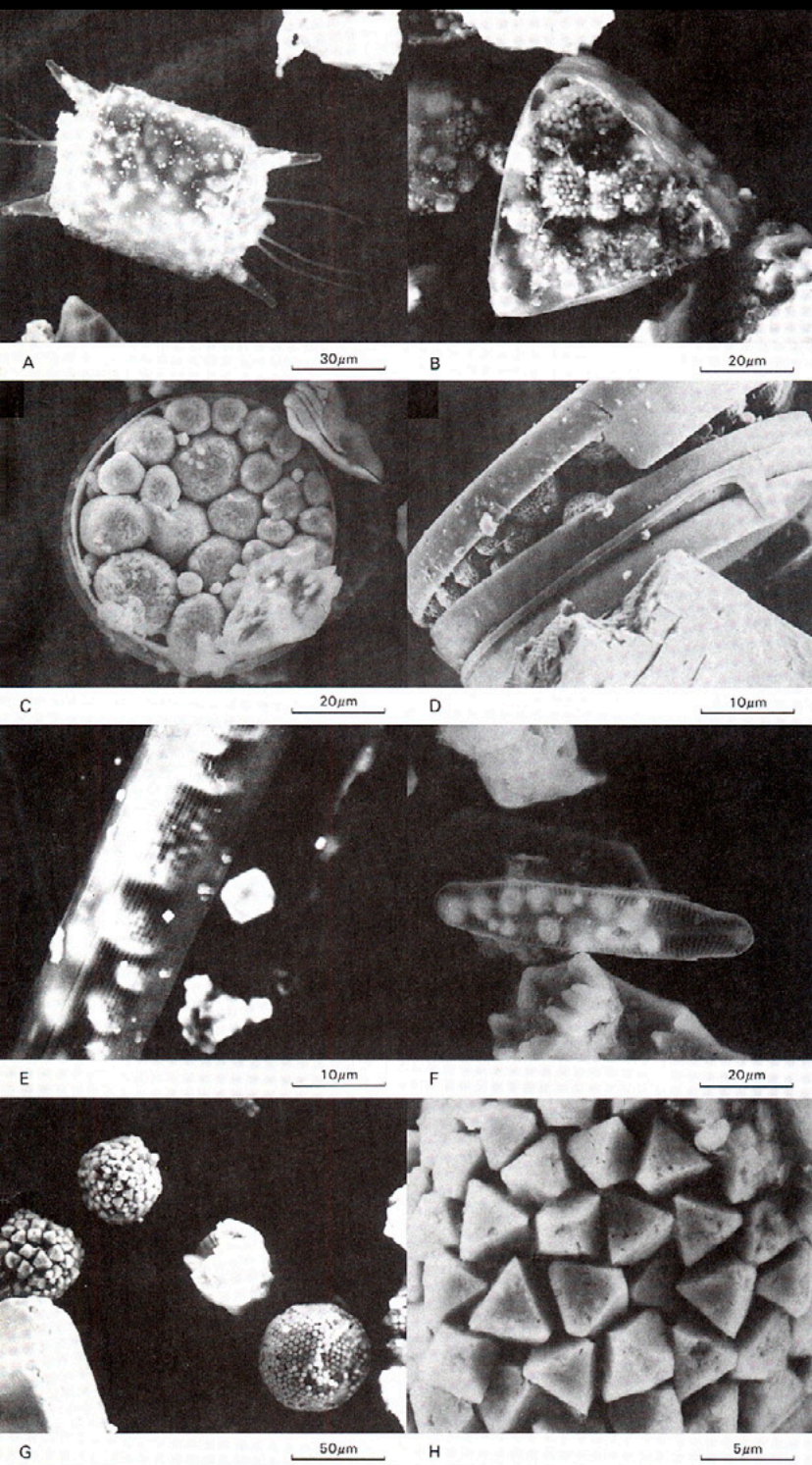
#### 1 酸性硫酸塩土壌

東南アジアの低湿地 久馬一剛	2
東南アジアの地形・地質 高谷好一	8
干拓地 村上英行	12
大規模造成農地 佐々木信夫	22
東北地方の新第三系 北村 信	26

2 硫酸還元菌 古坂澄石	32
--------------	----

#### 3 酸性硫酸塩土壌をめぐって <座談会>

酸性土壌と酸性硫酸塩土壌 久馬一剛	42
農地開発と酸性硫酸塩土壌 村上英行	46
強酸性土壌と鉄・イオウ細菌 加村崇雄	50
阿蘇カルデラの酸性硫酸塩土壌 川崎 弘	52



珪藻遺体中に充填されているパイライトの結晶(本文 56p 参照)

A ユーボディスクス科 *Odontella Longicuris*

B *Triceratium* の一種

C・D タラシオシーラ科 *Thalassiosira* sp.

E ディアトーム科 *Synedra* sp.

F ナビキュラ科 *Navicula* sp.

G 形と大きさを異にするパイライトの単結晶とその集合体

H パイライトの単結晶の拡大二次電子像

<写真提供: 川崎 弘>

発行所 = 株式会社クボタ

本社

大阪市浪速区敷津東一丁目 2 番 47 号

東京本社

東京都中央区日本橋室町三丁目 3 番 2 号

発行日 = 1986 年 3 月

編集製作 = 秋本・原田 + 国東照幸

印刷 = 大日本印刷株式会社大阪工場

図版作成 = スタジオ・ツノ





# 東南アジアの低湿地 マングローブ林下の土壌

久馬一剛 = 京都大学農学部教授

## 東南アジアの低湿地の広がり

アジアの熱帯圏には、その総陸地面積とは不釣り合いに大きい低湿地が広がっている。世界全体では陸地の総面積の中の低地の割合は僅かに4.5%ぐらいにしかならないのに、熱帯アジアではそれが17%にも上る。見方を変えると、熱帯アジアは世界の陸地の僅かに7.6%しか占めていないのに、その低地の面積をとれば、世界の低地面積全体の29%近くが、アジアの熱帯地域に集中しているということになる。アジアに広い稲作面積があることの重要な理由の1つはここにあるのだが、本論の主題から離れるので、深くは立ち入らないでおこう。

熱帯アジアの中でも東南アジアには、特に低地の分布が広い。図1にみるように、大陸部の4つの大きなデルタをはじめ、マレー半島の東西両岸、ボルネオ島の周囲一帯、スマトラ島の東岸などには広大な海岸低地が広がっている。

## マングローブ林（紅樹林）

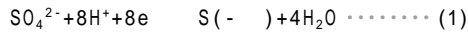
これらのデルタの先端や海岸低地をふちどっているのがマングローブの林である（表1参照）。日本語では紅樹林とよばれることもある。このマングローブというのは、満潮時に海水や汽水が入ってくるような海岸の湿地に生育する特異な森林で、マヤブシギ、ヒルギダマシ、メヒルギ、オオバヒルギ、オヒルギなどといった木本植物が帯状の群落を形成している。

こういうマングローブ林の存立は、潮位の変動幅と密接に関連している。それは、海岸や入江に干潟が顔を出すようになるところ（小潮の平均満潮位）まで泥がたまと侵入を始めるが、一度マングローブ林が成立すると、呼吸根や支持根など特異な根を沢山水面上に出すために泥土の堆積速度が早まる。こうしてだんだん地表面が高まるが、あるレベル（大潮の平均満潮位）まで達すると、今度は冠水の機会が減るので再び堆積の速度は低下する。しかし、こうした過程をへてやがては完全に陸化し、マングローブは陸上植物群落に席を譲ることになる（表2および図2参照）。

東南アジアの低地の主体をなすデルタや海岸低地の中には、ここで見たように、かつてマングローブ林でおおわれていた汽水性の湿地であって、その後陸地の前進のために海から切りはなされた、いわばマングローブ湿地の化石ともいうべき土地も少なくない。このように現在マングローブの下にあるか、かつてマングローブの

下にあった土地はどんな特徴をもっているのだろうか。

マングローブ林下でのパイライトの蓄積  
マングローブ林の成立している海岸の泥土の中では、頻繁に海水による冠水が起こることと、有機物の供給が多いことから、強い還元的環境が作り出される。したがって、そこでは海水中に大量に存在する $SO_4^{2-}$ の還元が次式によって起こる。



ここで、 $S(-)$ は酸化数-のイオウを示し、媒質のpHによって $H_2S$ 、 $HS^-$ 、 $S^{2-}$ の存在割合は変る。この硫酸還元反応は、絶対的嫌気性菌である*Desulfovibrio*や*Desulfotomaculum*などのヘテロトロフ（従属栄養細菌）によって進行する。生成した $S(-)$ は、同様に還元条件下で生成した $Fe^{2+}$ 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。

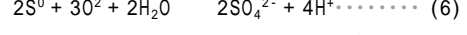
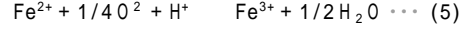


溶解した $S(-)$ の-部は、酸素や $Fe^{3+}$ イオンのような酸化剤の存在では斜方晶系の元素状イオウ $S^0$ に酸化される。また $S^0$ は $SO_4^{2-}$ が酸性条件で還元される際の間産物としても生成され、一旦生成されると比較的安定であるため、海底堆積物中には $S^0$ がかなり普遍的に存在するとされている（Stumm and Morgan, 1970）。この $S^0$ は $FeS$ と反応してパイライト（pyrite）を生成する。

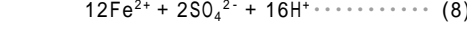
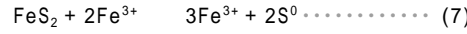


こうして生成されたパイライトの溶解度積は、 $S^0$ の存在下では $10^{-27.6}$ のオーダーとなり、 $FeS$ のそれにくらべて10オーダー程度低い。このことが、硫酸還元の最終産物としてパイライトが卓越する理由である。事実、海底堆積物中の還元型イオウ化合物中では、パイライト態イオウが全イオウの95%以上を占めるのが普通であり、元素状イオウ、有機態イオウなども少量存在するが、 $FeS$ 態イオウはきわめて少量しか存在しない。パイライトの蓄積量は乾燥堆積物重あたり1~4%程度が普通であり、まれには5%以上にも達することがある（Moormann and Pons, 1974）。

陸化によるパイライトの酸化  
マングローブ林下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。

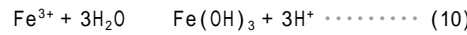


これらの反応は、純化学的にはいずれも緩慢にしか進まない。特に(5)式の反応のハーフタイムはpH3で1,000日のオーダーである（Stumm and Morgan, 1970）。しかし、(5)式の $Fe^{2+}$   $Fe^{3+}$ の酸化反応も、(6)式の $S^0$   $SO_4^{2-}$ への酸化反応も、微生物によって媒介されると、きわめて速やかに進行する。前者は鉄バクテリア*Thiobacillus ferrooxidans*や*Ferrobacillus ferrooxidans*により、後者は*Thiobacillus thiooxidans*をはじめとする*Thiobacilli*によって媒介される。このように、化学的酸化と微生物的酸化が共に働いて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する。こうして媒質のpHが3以下にも下ると、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。

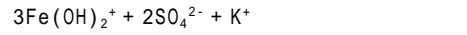


この両式を結合すると、  
がえられる。(9)式の反応のハーフタイムは、20~1,000分のオーダーであり（Stumm and Morgan, 1970）、パイライトの酸化はきわめて速やかである。また、ここで生成された $Fe^{2+}$ は、鉄バクテリアにより再び $Fe^{3+}$ に酸化され、さらにパイライトの酸化にあずかる。

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以上となると(5)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、結晶度の低いゲーサイト（goethite  $\alpha$ - $Fe(OH)$ ）の黄褐色の斑紋を形成する。しかし、pH4程度までの中程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 $Fe(OH)_2^+$ から、次の反応によりジャローサイト（jarosite）が生成する。

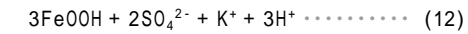
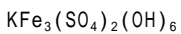


ジャローサイトには $K^+$ の代りに $Na^+$ や $H_3O^+$



を含むものもあるが、酸性硫酸塩土壌に見出されるものの多くはK<sup>+</sup>を含有する。

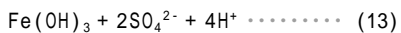
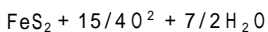
ジャローサイトは、よくストロー・イエローとよばれる淡黄色（典型的にはマンセル表色法で2.5Y6/8~8/8）を呈し、糸根状、管状、膜状などの斑紋として土壌中に存在する。この特徴的な色のために、酸性硫酸塩土壌あるいはキャットクレイ (cat clay, 下記参照) を現場で識別するのに役立つ。ジャローサイトは媒質のpHが4以上となると、加水分解をうけてゲーサイトを生ずる。



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 (acid sulfate soils) の生成過程にほかならない。酸性硫酸塩土壌に特徴的なジャローサイトの斑紋をもつ粘土質堆積物をキャットクレイともいうが、これはオランダ語の Katteklei から来ている。もともとはジャローサイトを含む堆積物の色と手ざわりが、猫の糞に似ているところからの命名であるという説 (Andriess, 1972) と、キャットは単に有害あるいは不可思議なものを示す接頭辞であるという説 (Pons, 1973) とがある。また、酸化してキャットクレイを生ずるような硫化物含有堆積物のことをマッドクレイ (mud clay) とよぶことがある (Moormann, 1963)。

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あるいは非生物起源のCaCO<sub>3</sub>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<sub>4</sub>が、石膏の微細結晶の集合体や、長さ数cmに及び棒状結晶として土壌に見出される。特にメクロン川やタチン川の堆積物や河川水中にはCaCO<sub>3</sub>の含量が高く、バンコク平野西部に石膏含有土壌

図1 - 東南アジアの森林分布の概略図

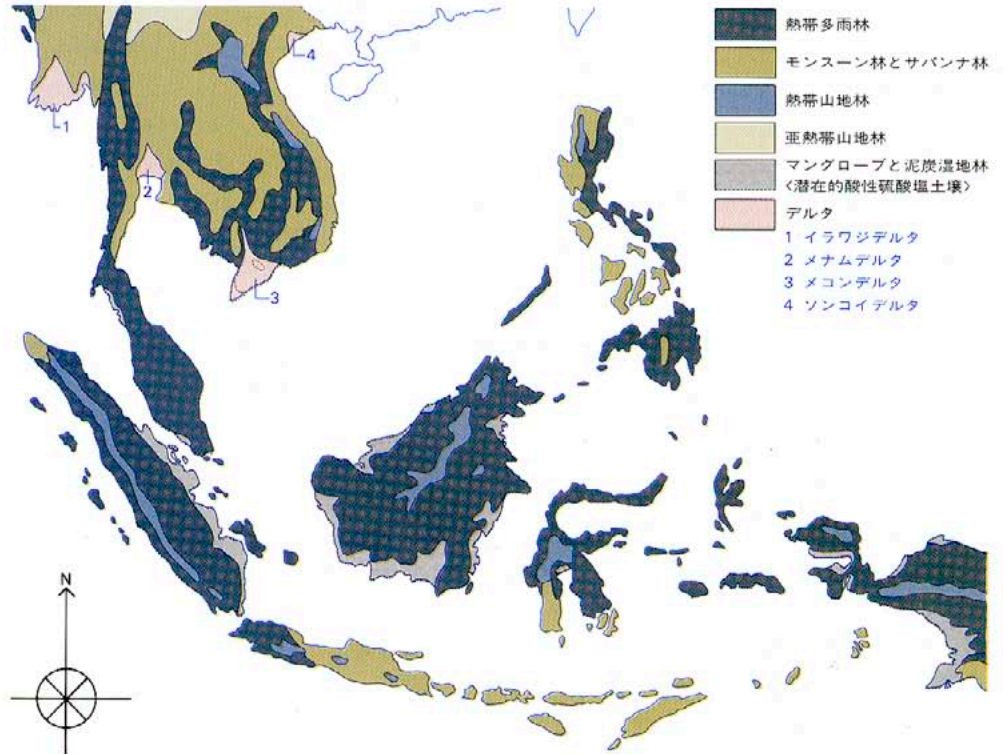


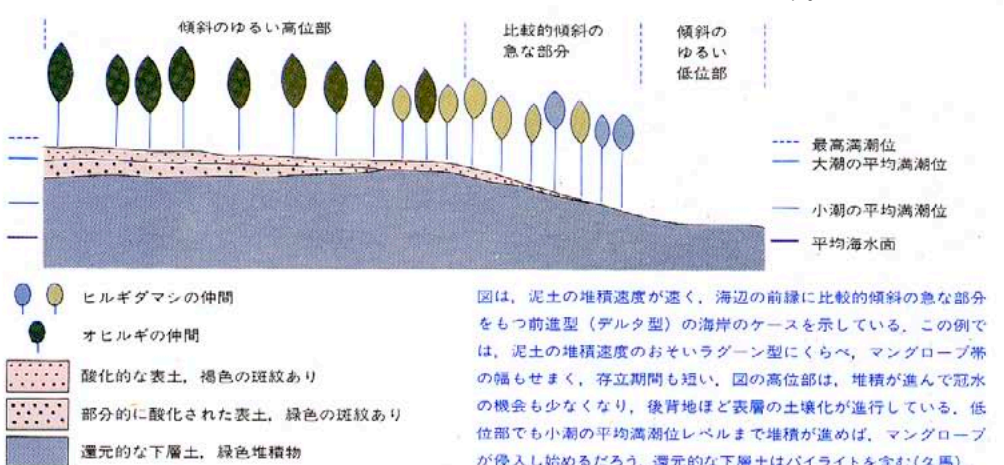
表2 - マレー半島西海岸のマングローブ帯における各潮位  
aは各種潮位時に冠水する潮度を全満潮回数の百分率として示したもの

潮位	a %	<Diemont and Wijngaarden, 1974, による>				
		海図基準面からの高さ(m)				
		ブラウランカワイ	ムルボク	マタン	クアラセランゴル	マラッカ
最高満潮位	0	3.2	3.0	2.4	5.1	2.3
大潮の平均満潮位	20	3.0	2.7	2.1	4.5	2.1
平均満潮位	60	2.5	2.3	1.8	3.9	1.8
小潮の平均満潮位	90	2.1	1.9	1.5	3.3	1.5
平均海水面	99	1.8	1.6	1.2	2.6	1.2
小潮の平均干潮位	100	1.4	1.3	0.9	1.9	0.9
大潮の平均干潮位	100	0.6	0.5	0.3	0.6	0.3

表1 - 東南アジアにおけるマングローブの面積

	<Christensen, 1979, による>
ビルマ	500,000ha
タイ	317,700
カンボジア	?
マレーシア	688,459
インドネシア	3,000,000?
フィリッピン	251,577
ベトナム	300,000?

図2 - クアラセランゴル付近のマングローブの模式的断面



図は、泥土の堆積速度が速く、海辺の前縁に比較的傾斜の急な部分をもつ前進型(デルタ型)の海岸のケースを示している。この例では、泥土の堆積速度のおそいラグーン型にくらべ、マングローブ帯の幅もせまくなり、存立期間も短い。図の高位部は、堆積が進んで冠水の機会も少なくなり、後背地ほど表層の土壌化が進行している。低位部でも小潮の平均満潮位レベルまで堆積が進めば、マングローブが侵入し始めるだろう。還元的な下層土はパイライトを含む(久馬)。



の分布が広い。このように、堆積物中のCaCO<sub>3</sub>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は示さず、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<sub>3</sub>以外にも、易風化性の一次鉱物や二次鉱物は、硫酸と反応して破壊され、塩基含有量の低い、難風化性の二次鉱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、土壌鉱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<sup>2+</sup>やAl<sup>3+</sup>で飽和したパイデライトなどの粘土鉱物、酸化鉄、ジャローサイト、塩基性硫酸アルミニウム (Al(OH)SO<sub>4</sub>) などの鉱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を越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<sub>4</sub><sup>2-</sup>やAl(OH)SO<sub>4</sub>なども、湛水と排水の繰り返しの中で、徐々に脱着あるいは加水分解されて排水中に失われる。このようにして酸性硫酸塩土壌中の硫化物が酸化され、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理論的にも経験的にも知られている。

酸性硫酸塩土壌の生成と生物の働き  
マングロープ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。このような微生物の働き的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。Andriess et al. (1973) は、サラワクの汽水性潮間域で、しばしばアナジャコ (mud lobster, *Thalassina anomala*) が、地表から120cm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150cmにも及ぶ塚を作ることを報告している。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マッドクレイの酸化でキャットクレイを生ずることになる。この塚の底面の直径は1~2m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、キャットクレイ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プ林では、堆積物中にいる節足動物や軟体動物による二次的なCaCO<sub>3</sub>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プ林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<sub>3</sub>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。

酸性硫酸塩土壌の分類  
マッドクレイ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な堆積物をも含めて、酸性硫酸塩土壌の分類をみてみよう (表3参照)。現在のアメリカの土壌分類体系であるSoil Taxonomy方式では、潜在的酸性硫酸塩土壌で典型的なものはサルファクエント (Sulfaquents)

大群に属する無機質土壌と、サルフィヘミスト (Sulfihemists) 大群に属する有機質土壌である。また (顕在的) 酸性硫酸塩土壌で、pH 3.5以下の強酸性とジャローサイトの斑紋をもつ典型的なものは、サルファクエプト (Sulfaquepts) 大群に属する無機質土壌と、サルフォヘミスト (Sulfohemists) 大群に属する有機質土壌である。

これらは、表3に示すような特性によって分類されるが、こ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るものの中でも、多少とも酸性硫酸塩土壌的な性質を示すものがある。その場合これらは、サルフィック (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る。なお、FAO/Unescoの方式では、潜在的、顕在的を問わず、酸化して強い酸性を示すような硫化物をもつものは、すべてチオニックフルピソルとして分類されるので、上述の移行型については、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。

酸性硫酸塩の熟成が進み、表層50cm以内にジャローサイトは残っているものの、土壌pHが3.5~4まで上昇したような場合には、サルファクエプト大群ではなく、トロバクニフト大群中のサルフィック亜群、サルフィック・トロバクエプトと分類されるようになる。さらに成熟が進んで、表層50cm以内のpHは4以上となり、ジャローサイトもなくなったが、50~150cmの範囲にpH4以下で、かつジャローサイトを含む層位が出現する場合も、同じくサルフィック・トロバクエプトと分類される。ただし、これらの二つのサルフィック・トロバクエプトが、亜群より下のレベルで細分されるのは当然である。タイ国バンコク平野の酸性硫酸塩土壌の大部分は、上述のいずれかのサルフィック・トロバクエプトである。

潜在的酸性硫酸塩土壌であるサルファクエントから典型的酸性硫酸塩土壌であるサルファクエプトを経て、さらにサルフィック・トロバクエプトに至る熟成過程と、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3のようである。

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。

写真1 - マングロープ林地の農地造成



林を伐採しアナジャコの塚を平坦化する



a. 潜在的酸性硫酸塩土壌

気候帯	USDA	主要な特性	FAO/Unesco	主要な特性
世界中	Typic Sulfaquepts ティピック・サルファクエプト	乾土の1:1水懸沈液中のpHが、n値>1.0なら深さ50cm以内で<3.5。またn値<1.0なら深さ30cm以内で<3.5	Thionic Fluvisols チオニック・フルビソル	乾土のKCl懸沈液中のpHが深さ125cm以内で<3.5
世界中	Sulfic Hydraquepts サルフィック・ハイドラクエプト	表層25cmの乾土の1:1水懸沈液中のpH<4.5 または50~100cmの深さで表層よりも強酸性、かつ20~50cmの深さのn値>0.7	Thionic Fluvisols チオニック・フルビソル  Gleyic Solonchaks グライック・ソロンチャク  Dystric Fluvisols ディストリック・フルビソル	あるものはサルファクエプトよりも酸性が弱い、それでもサルフィック・ハイドラクエプトに入るぐらいには強酸性、塩性ではない  年間のある時期には塩性となる。一部はサルフィック・ハイドラクエプトに入るぐらい強酸性であるが、チオニック・フルビソルの条件はみたさない  チオニック・フルビソルの条件をみたすほど酸性ではないが、サルフィック・ハイドラクエプトに入るぐらいの酸性を示す。塩性ではない
湿潤熱帯及び モンスーン帯	Sulfic Tropaquepts* サルフィック・トロパクエプト	酸性条件はサルフィック・ハイドラクエプトと同じだが、20~50cmの深さのn値<0.7	Thionic Fluvisols チオニック・フルビソル  Gleyic Solonchaks グライック・ソロンチャク  Dystric Fluvisols ディストリック・フルビソル	上記と同じ
温帯	Sulfic Fluvaquepts サルフィック・フルバクエプト	サルフィック・トロパクエプトと同じ		
世界中	Typic Sulphemists ティピック・サルフェミスト	硫化物含有物質が100cm以内の深さにある；乾土の1:1水懸沈液中のpH<3.5	Thionic Fluvisols チオニック・フルビソル	上記と同じ

b. 酸性硫酸塩土壌

世界中	Typic Sulfohemists ティピック・サルフォヘミスト	深さ50cm以内で1:1水懸沈液中のpH<3.5	Thionic Fluvisols チオニック・フルビソル	深さ125cmまでに乾土のKCl懸沈液中のpH<3.5の層
世界中	Typic Sulfaquepts ティピック・サルファクエプト	上記と同じ	Thionic Fluvisols チオニック・フルビソル	上記と同じ
湿潤熱帯及び モンスーン帯	Sulfic Tropaquepts サルフィック・トロパクエプト	50~100cmの深さで1:1水懸沈液中のpHが<4.0であり、かつ/または50cm以内でpH3.5~4.0	Thionic Fluvisols チオニック・フルビソル Humic Gleysols ヒューミック・グライソル  Dystric Gleysols ディストリック・グライソル	上記と同じ  KCl懸沈液中のpH>3.5でアムブリック表層またはO層(落葉落枝層)をもつ KCl懸沈液中のpH>3.5で、オクリック表層をもつ
湿潤熱帯	Histic Sulfic Tropaquepts ヒスティック・サルフィック・トロパクエプト	サルフィック・トロパクエプトと同様な酸性を示し、ヒスティック表層をもつ	Thionic Fluvisols チオニック・フルビソル Humic Gleysols ヒューミック・グライソル	上記と同じ
モンスーン及び 半乾燥帯	Vertic Sulfic Tropaquepts バーティック・サルフィック・トロパクエプト	サルフィック・トロパクエプトと同様な酸性を示す、乾季に50cmの深さで1cmの亀裂	Thionic Fluvisols チオニック・フルビソル Humic Gleysols ヒューミック・グライソル	上記と同じ
湿潤温帯	Sulfic Humaquepts* サルフィック・ヒューマクエプト	サルフィック・トロパクエプトと同様な酸性を示し、アムブリック表層またはヒスティック表層をもつ	Thionic Fluvisols チオニック・フルビソル Humic Gleysols ヒューミック・グライソル	上記と同じ
温帯	Sulfic Haplaquepts* サルフィック・ハブラクエプト	サルフィック・トロパクエプトと同様な酸性を示し、オクリック表層をもつ	Thionic Fluvisols チオニック・フルビソル Dystric Gleysols ディストリック・グライソル	上記と同じ
モンスーン帯及び 半乾燥帯	Sulfic Haplaquepts* サルフィック・ハブラクエプト	サルフィック・トロパクエプトと同様な酸性、深さ50cmまでの半ば以上でNa飽和度>15%。多くは年間のある時期塩性となる	Thionic Fluvisols チオニック・フルビソル Gleyic Solonchaks グライック・ソロンチャク	上記と同じ  KCl懸沈液中のpH>3.5；塩性層をもつか、年間のある時期塩性となる

\*アメリカの分類では認められていない亜群 ●注1 n値は堆積物の脱水熟成の指標で熟成するとn<0.7、未熟成のものほどn値は高い

図3 - サルファクエント - サルファクエプト - サルフィック・トロパクエプト系列の土壌断面発達過程模式図

<Van Breemen and Pons, 1978より引用>

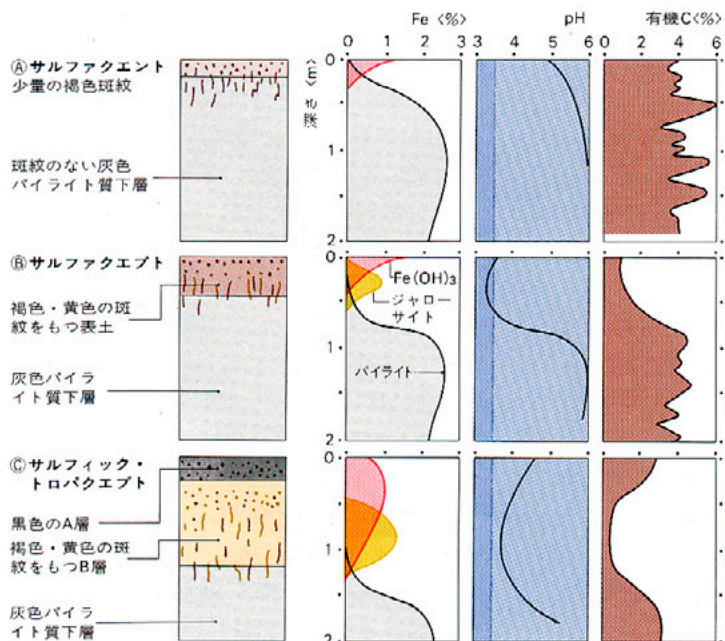


表4 - バンコク平野の代表的酸性硫酸塩土壌と対照非酸性硫酸塩土壌の肥沃度的諸性質

<Attanandana et al., 1981>

土壌統記号 (適性分級区分)	(B) (P-I 最適)	(Ra) (P-I 最適)	(S) (P-IIa 適)	(Rs) (P-IIIa 中)	(Rva) (P-IVa 不適)
1. 土性	HC	SiCL	HC	HC	HC
2. pH	5.2	5.8	4.7	4.8	3.9
3. 有機物, %	1.3	1.5	2.2	2.1	3.1
4. 可給態P, ppm P	23.6	50.8	9.6	10.5	6.1
5. 交換性K, meq/100g	0.67	0.16	0.42	0.37	0.17
6. 交換性Na, meq/100g	2.70	0.76	0.60	1.20	3.70
7. 交換性Ca, meq/100g	10.0	7.50	13.1	10.0	2.50
8. 交換性Al, meq/100g	9.3	2.7	4.0	8.5	5.6
9. 交換性Mg, meq/100g	0.18	0.09	0.55	0.81	11.4
10. 可給態ケイ酸mg SiO <sub>2</sub> /100g	14.1	11.4	10.1	10.9	3.6
11. 陽イオン交換容量meq/100g	23.2	17.4	31.2	26.4	30.6
12. 7Å鉱物, %	25	50	55	50	65
13. 10Å鉱物, %	20	25	15	10	10
14. 14Å鉱物, %	55	25	30	40	25
15. 全S, ppm S	1131	181	1281	706	5235
16. 水溶性S, ppm S	520	0	440	176	400
17. ジャローサイトS, ppm S	0	0	560	492	2287
備考	非酸性 海成沖積物 由来 ティピック・トロ パクエプト	河成沖積物 由来 ティピック・トロ パクエプト	図3のC サルフィック・ トロパクエ プト	図3のC サルフィック・ トロパクエ プト	図3のB ティピック・ サルファク エプト



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的性質についてみてみよう。

Attanandanaら(1981)は、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表4のとおりである。

このうち、(B)は非酸性海成沖積物、(Ra)は河成沖積物由来のティピック・トロパクエプトで、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<sup>a</sup> "a"を付して示してある。(S)と(Rs)はサルフィック・トロパクエプト、(Rva)はティピック・サルファクエプトと分類される。

表に示すように、供試土壌は(Ra)が微砂質塩土であるのを除けばすべて重塩土である。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。有効態リン酸は、酸性硫酸塩土壌の含量がきわめて低く6~10ppmであるのに対し、(B)や(Ra)では、それぞれ24.51ppmと大きい差がある。交換性陽イ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、中でも強酸性の(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。

このようにケイ酸の溶出は起こっているものの、陽イオン交換容量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 鉱物が50%強、次いで膨張性の2:1型を主とする14 鉱物が多く、雲母型の10 鉱物は少ない。(B)だけは、14 > 7 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。(Rva)ではこの14 鉱物が少なく、7 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S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Sの値からわかるように、石膏(硫酸カルシウム)に由来する部分が多い。ジャローサイト態S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。

#### 酸性硫酸塩土壌の利用と改良

##### 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1,300km<sup>2</sup>と見積られているが、de Glopper 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の面積と、そこでの年間純収入を表5のように見積った。ニツパ湿地(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、マングローブ湿地からの収入は、主として木炭の生産による。この表からは、ココナッツ園、塩田、エビ(または魚)養殖池など大きい収入をあげ、非酸性海成堆積物由来でP-IIに属するバンコク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。マングローブの中の、オ

オバヒルギの仲間(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、水文条件や立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。

水稻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Al<sup>3+</sup>が可容化し、水稻はAl過剰による生育阻害をうける。

前節で、酸性硫酸塩土壌の粘土中には、まだ膨張型14 鉱物があって、陽イオン交換容量も高いことをみたが、これが低pHと組み合わせると、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と高い陽イオン交換容量の組み合わせは、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。

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<sup>2+</sup>を土壌溶液中に供給する。このFe<sup>2+</sup>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。水稻は300~400ppmを越えるFe<sup>2+</sup>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(bornzing)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、水稻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P、低Kなどの障害と高Fe<sup>2+</sup>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Pはかなり頻繁にみられる問題であるから、これに高Fe<sup>2+</sup>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<sup>3+</sup>もFe<sup>2+</sup>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、湛水還元が進め

表5 - バンコク平野潮間帯の土地利用 / 植生と年間の純収入 <de Glopper and Poels, 1973>

土地利用・植生	面積 (Km <sup>2</sup> )	年間純収入 (Baht*/ha)
ニツパ湿地	294	60
マングローブ湿地 (主としてRhizophora)	254	400
樹木のない湿地 (主としてSuedaまたは裸地)	93	—
塩田	91	2,500
エビ(または魚)養殖池	199	2,500
水田	12	150
ココナッツ園	353	3,000
非酸性海成沖積土壌の水田 (バンコク統)	—	1,100

\* Baht: タイの通貨, 20バーツが1米ドル。



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<sup>+</sup>が消費されるとともに土壤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、N、P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<sup>3+</sup>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。

以上のように、低pHとそれに伴うAl過剰、Fe過剰、さらに高Alによって引き起こされるP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。

#### 酸性硫酸塩土壌の開墾と改良

現に、マングロープ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。しかし、河口付近の入江など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、満潮時に淡水の押し上げ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、作業効率も悪く、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、満潮時に押し上げられる淡水を導入して冠水させることのでき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、淡水の押し上げによる冠水は、塩とともに酸を洗浄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浄ができず、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<sup>3+</sup>を洗浄する。こうして表層30cm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浄する。この方式は西アフリカのシエラレオンなどで行われ、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。

かつてマングロープ林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、メコンデルタの芦の原(Plain of Reeds)がそれであり、バンコク平野ではランシット強酸性土壌統の標識地であるオンカラク地方がそれである。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浄してやる必要がある。半島マレーシアのケダー、ブ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、グラムやスグ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。

農民のレベルでは、土地の一部を盛り上げたり高うねを作って、堆積物の酸化と洗浄を促進する方法がとられ、ココナッツやイネ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浄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、50cmの深さまで石灰施用のみによって中和しようとするれば、かりに生成した酸の半量が洗浄によって除去されたとしても、なおかつ150ton/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ていることである。したがって、酸化洗浄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。Al<sup>3+</sup>の不活性化にはpH5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、陽イオン交換容量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。



# 東南アジアの地形・地質 大陸棚を中心に

高谷好一 = 京都大学東南アジア研究センター教授

## 東南アジアの地形的骨格

編集 最初に、東南アジアの地形的骨格、その辺から始めていただきたいと思います。

高谷 東南アジアの最北には、ヒマラヤの高山からつながってくる山がありますが、それが南へ行くに従ってだんだんと平らになって大陸棚まで延びていきます。

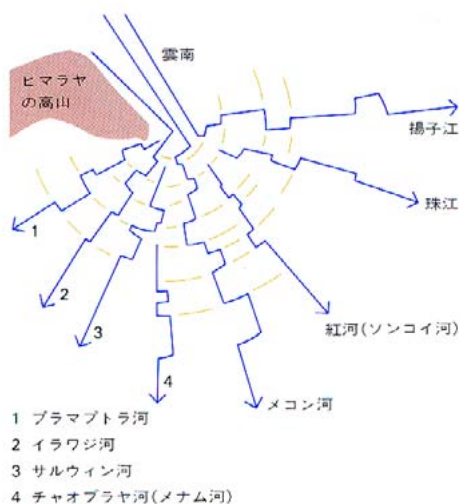
これがどうしてできたかということをごく簡単に申しますと、3千万年ほど前に、インドがアフリカ大陸から離れて浮いてきて、中国の大陸にぶち当たる。ぶち当たったところが急に盛り上がり、ヒマラヤ山脈というものができるわけですが、そのときに、三角の形をしたインドの右肩が中国の大陸にぶつかる。右肩のとがったところがぶつかったために、ちょうどガラスを散弾銃で撃ったように、放射状のひび割れがピリピリッと入る。ですから、ヒマラヤの高山が盛り上がりと同時に、その東端では、雲南を中心にして大きなひび割れが四方八方にひろがります。このことが、東南アジアの基本的な構造を決めているわけです。

図2にみるように、ブラマプトラ河、イラワジ河、サルウィン河、チャオプラヤ河(メナム河)、メコン河、紅河、中国の広東へ出てくる珠江、それから揚子江、これらの大河は、すべて雲南を起点にしてひろがっています。

編集 隆起帯というのは、どの辺までですか。

高谷 ヒマラヤそのものが大陸隆起帯ですが、図1でいうと、大陸の茶色で示されている1,000m以上の部分が隆起帯と考えたらいいのです。つまり、ビルマは大部分、タイはほんの一部分、ラオスの北、北ベトナム、その辺までです。

図2 - 東南アジアの主要河川の流路模式図



そして隆起しなかったところ、ヒマラヤの衝突に伴うディスターバンス(乱れ)を受けなかったところで、いま陸地になっている部分、これが基本的には平原といっているところです。平原では、タイの中央部とカンボジアの全部、この2つが一番大きい。

地層からいうと、平原の方は中生層で隆起帯よりも古い。隆起山地の方は第三紀のものが大分入っています。隆起帯は衝突してグチャグチャになっていますから、古生層、中生層、第三紀の地層がもみくちゃになっている。しかし、平原は、第三紀の海は入らず、隆起もしていないので、もとの姿がしっかりと保たれています。マレー半島やボルネオも大きく言えば平原です。ただここは、その主体が、中生層ではなく花崗岩です。これらとほぼ同じ時代の花崗岩は、中国大陸の福建から広東にかけての地域にも広がっています。また日本の中国地方の花崗岩もほぼ同じ時代のものです。堆積岩の方では、中生層の平原に近いのが、四川や、北の山西省などです。いずれもヒマラヤからある程度の距離があり、乱されずに残ったところでしょう。

ところで、隆起山地は山になりますから、山を削って河ができます。大きな平原というのが基本的にはあるんですが、山に発して平原を貫いて流れてくる河ができて、その河口に大きなデルタができる。そのデルタは、タイのメナムデルタで日本の四国ぐらいの大きさです。それが海拔標高2m~3mぐらいでベタッと広がっている。メコンデルタになるとその2倍ぐらいもある。そこはすべて軟弱な粘土のたまった、いわゆる沖積層の広大な地域です。これが大陸部の大きな特徴の一つです。

編集 大陸に火山は……

高谷 大陸には火山はまずないと考えていいです。実際には、一つ二つありますが、これは例外に近い。先ほど、中生層の乱されていない地層のことを言いましたが、この地層は、どこまでも伸びるんじゃなくて、丸いふちをもって広がっているわけです。そのふちのところ、図1のように火山がドッと出てくる。図に示した火山は最近1,000年間に活動した火山ですが、これらの火山はどこを通っているかといえます。インド洋の中ではアンダマンのすぐ東、そこからスマトラの脊梁山脈に入り、ついでジャワの脊梁山脈へいく。それからずっと小スンダ列島を東に伸びていって、ニューギニアのちょ

っと手前で北へはね上がります。そしてフィリピンに続いていき、それがさらに北へ行くと琉球から九州へと続いていく。

この火山列と並行して、その外側に海溝がありますが、その海溝のちょっと内側の火山があるところまでを、陸地だと思えばいいのです。それから、ニューギニアには火山はなく、そのすぐ南はもうオーストラリアです。これはまた別の大陸。アフリカの大陸というような別の大陸です。ですから、2つの大陸がここで接しているわけです。

編集 スマトラからジャワの辺にはグリーンタフはあるんですか。

高谷 あります。グリーンタフ時代から火山活動があるんです。そして図に示した歴史時代の火山には、玄武岩系の火山は少なく、ほとんどが安山岩です。だからグリーンタフの一連のものですね。玄武岩系の火山は、もっと太平洋の方へ入っていかないとないんです。

## 大陸棚

編集 図1で大陸棚の部分は、マイナス1,000mの色分けのあたりですか。

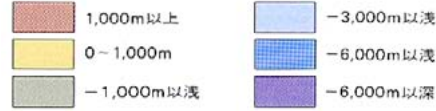
高谷 大陸棚というんですから、水につかっているだけで、その水も浅い。本当は、その浅いところで図の色分けをしたいのですが、それができないので、200m深の線を図中に入れました。大陸棚というのは、大体その線に近いわけです。そうしますと、マイナス1,000mで浅で色分けされたほとんど全域が200mより浅い。もっと言えば、図には100mとわかっているところを点線で示していますが、この広大な地域の大部分が100mより浅いんです。

ですから、2万年前のウルム氷期には、海面がいまより100m以上下がっていますから、ほとんどが陸地になっていたわけです。仮に3万年前に130m下がっていたとしますと、この地域は平均高さ30mの台地なんです。ですから、このときの河谷跡が現在の海底地形にはっきりと残されています。この図には、主だったものだけをのせました。図にみるように、インドネシア領の大陸棚には2つの大きな河が見つけれれています。1つはジャワ島に沿って、その北を矢印の方向で東に流れる。そして1,000mのコンターのところはもう海ですから、そのあたりで海に入っていた。

もう1つは、スマトラとボルネオの間から始まって北へ流れる大河です。おそらくボルネオの



図1の凡例



大陸棚の河谷跡

過去1,000年の間に活動した火山

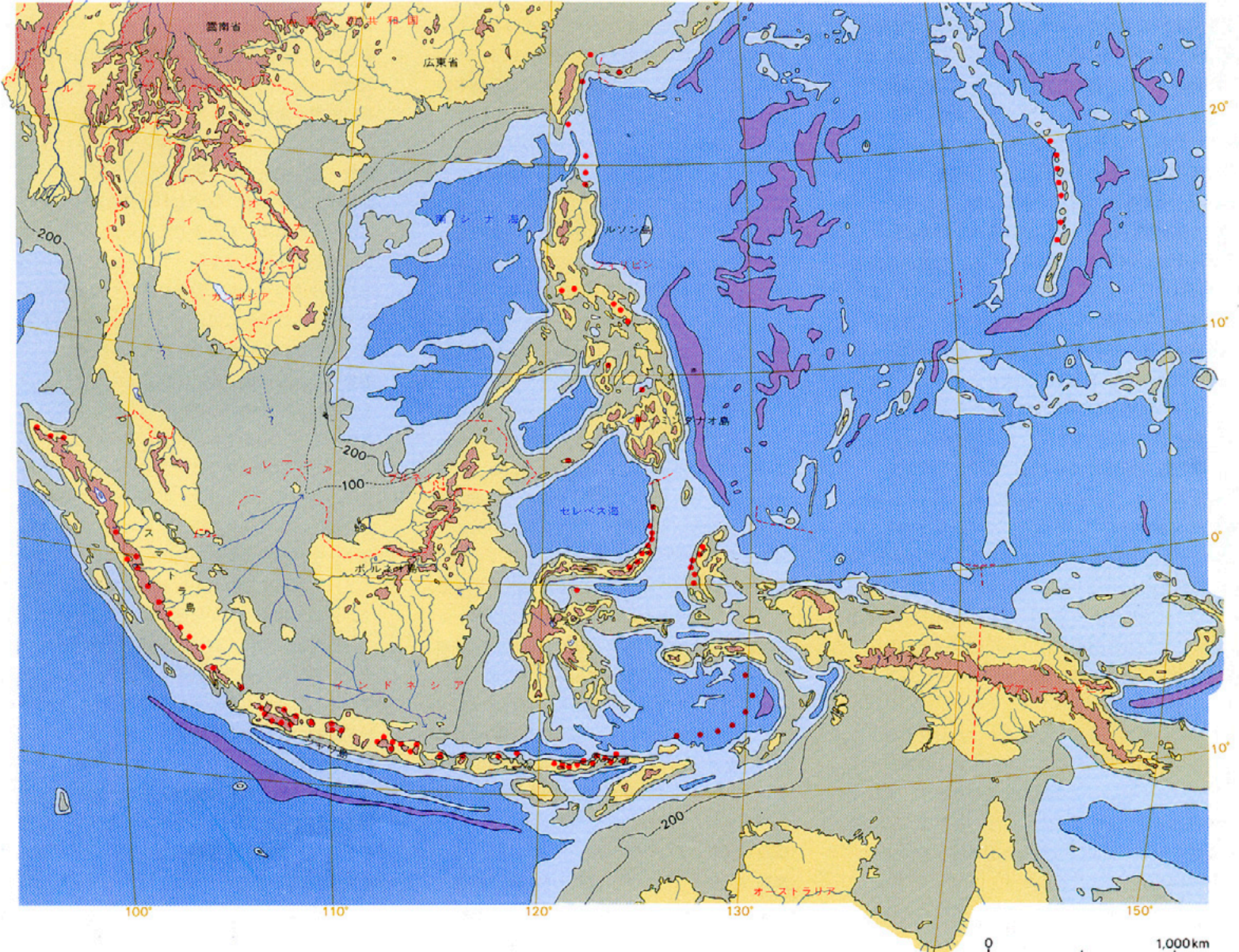
(Coreum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, 1981, Plate-Tectonic Map of the Circum-Pacific Region より抜粋)

脊梁山脈から続く高まりがここにあって、それが分水嶺になってこの2つの大河を分けていたのでしょう。一つは北へ、一つはやや南方へというふうに分かれておるわけです。そして北へ流れた大河は、100mの線でみられるように、南シナ海から開いてくる大きな海盆に向かっていた。実は、この2つの大河についてはもっと詳しく小さな枝分かれまで調べられています。これは、戦前にオランダがやった仕事なんです。大陸の方にもデルタのさきに河谷跡があることは間違いないんですが、こちらの方はまだよく調べられていない。それで図には、?を付しておきました。このように、この広大な地域はかつて一つづき

の陸地であった。ですから魚の方でも、スマトラとボルネオとタイには、全く同じ淡水魚がいるんです。コイの仲間とか、ナマズの仲間にいる。いまのように海で遮られていけば、全く同じ淡水魚がいるはずがありません。これらの地域が陸つづきで、河や湖で互いに連結されていたために、こうした分布が可能になったと考えられているわけです。また大陸棚には、この海の中にラテライトがあるんです。ラテライトというのは、地表で長い間、岩石が熱帯の太陽に照らされて風化してできるものです。それが、いまの100mより浅い海底の至るところにでてくる。ということは、100mより浅いところは、かつて何千年かの間、

地表にあって熱帯の太陽に照らされていた。編集 ラテライトは海の底でも残るんですか。高谷 きちんと残ります。ただそれは、ラテライトといいましても、厚いレンガのようなものはない。ラテライトになるもとのもので、ちょうど大豆ぐらいの大きさの、非常にきれいなまん丸な酸化鉄の塊です。それがたくさんあるんです。これは熱帯の地表でなければできない。このラテライトと、さきにいいました河跡から、かつてこのあたりは広大な台地であったということがわかる。それで大陸棚なんです。編集 台地の堆積物も残っているのですか。高谷 堆積物はあんまりないんです。中生代にできた花崗岩ないし堆積岩からなるもとの大陸

図1 - 東南アジアの地形と大陸棚





が、そのままの姿で沈んでいる。その上に、薄いベニヤのように堆積物ががぶっている。そういう状態です。そして、ラテライトはベニヤの上にてでくる。この薄いベニヤの層は、西日本では明石の西八木層、東日本では下末吉層などの中位段丘層にあたりと想像されます。しかし、もう一つ古い高位段丘時代のものもあると思いますが、いずれにしてもこの層は非常に薄い。恐らくその下はすぐ古い大陸で、中生代の地層の浸食段丘がそのまま沈水している。ですからこれは、沈水した準平原ともいえるのです。

#### 埋積地帯と非埋積地帯

##### 草の世界と木の世界

編集 この辺で図1(3p.図1)などを参照に気候や植生の話をさせていただきませんか。

高谷 ご存じのとおり、赤道直下は、湿潤熱帯とか熱帯多雨林地帯といわれているところですが、赤道から10数度離れて北緯10数度ぐらいいなると、モンスーン気候になります。したがって、この2つの気候帯の違いに応じて植生もまた2つに分かれます。赤道は、スマトラとボルネオの真ん中を突っ切っていますが、赤道直下のスマトラ、ボルネオをはじめ、マレー半島、スラウェシ(セレベス)などが熱帯多雨林になります。熱帯多雨林というのは、1年じゅう雨が降っている。年間を通じて毎日スコールが降る。朝の間は晴れておるけれども、大概、夕方になると雨が降ります。そのときに十分な水分を吸って、冬であろうが夏であろうが木が茂る。こうして、葉を落とすことのない猛烈な常緑樹の世界がそこにできます。

それに対して、赤道から幾分離れたタイ、ビルマ、カンボジア、ラオスなどになりますと、モンスーン気候のため、1年のうち6ヵ月間は雨が降らない。そうすると、その間、雨がなくて木が生長できない。木は枯れて葉を落とす。こうして常緑樹のなかに落葉樹が混じってきます。とくに高い樹が落葉樹に変わってくる。これがモンスーン林です。そのモンスーン林もさらに乾燥がきびしくなると、サバンナ林といって落葉性の木だけになり、それも非常にまばらにはえているような状況になります。これは東北タイなどがそうなんです。このように気候帯に応じて植生は、熱帯多雨林帯とモンスーン林帯とに大きく分かれます。

それともう一つ、モンスーン地帯は、先ほどお

話した隆起帯を含むので、高い山が方々にある。そうした高地では特に冬は涼しいので、亜熱帯山地林というふうな特別な林が出てきます。また、熱帯多雨林が高いところに行った場合も熱帯山地林という特別な林ができます。ボルネオ、スマトラ、ジャワの脊梁山脈の部分などがそれです。ただしこの図(3p.図1)は、こうした植生のあり方をどうしても図示する必要にせまられたさい、専門家による適当な植生図が見当りませんでしたので、いささか便宜的ですが専門外の私があえて作図したもので、その点はお含みおき下さい。

さてこの図は、人間が全く手を加えないときの植生です。現実には、何千年という長期間にわたって、人間が焼畑耕作や狩猟のために火を入れたので、今の植生はもとの森林が破壊された二次林になっているわけです。二次林になりますと、この2つの植生帯の違いは、いっそう明瞭になる。しかも、その周辺に対する影響も非常に大きなものになってきます。

半年雨が降らないところの木を切りますと、もう木がはえてこない。6ヵ月周期で生きる植物、つまり草になってしまうんです。一年生の草は、6ヵ月間の乾季には種子で冬眠して、雨の降る6ヵ月だけパツとはえる。このように植物が6ヵ月周期の生活になる。ところが1年じゅう降っているところでは、植物は1年じゅう生長できますから、切っても、しばらくすればまた木が生長してくるんです。

したがって、原始林を破壊したときの、歴史時代に入ってから森林がどういう格好になるかという、赤道直下は木で覆われる、しかし赤道から離れると草地になってしまう。一方は木の世界、他方は草の世界として、画然と分かれてしまうのです。焼畑は、両方の地帯でともに古くから行われていますが、多雨林で焼畑をしますと、すぐまた木がはえますが、モンスーン林で焼畑しますと、もう木ははえなくて草地になるんです。ですから、フィリピンでも、タイの山奥でも、木なんてほとんどなくチガヤがずつとはえている。だから、感じは奈良の三笠山みたいな丸坊主です。図には山地林やモンスーン林としていますけれども、現実には三笠山の高いのがあると思えばいいんです。

編集 えらいことですね。

高谷 えらいことです。図の中の70%とか80%がそういうところになっている。したがって、

これがまたエロージョンに直結してくるのです。草地では裸地が多いので、エロージョンがものすごい。だから、モンスーン地域の河は大量の泥水を流す。ところが、木のはえたところでは、木の根がしっかり抑えていますから、土砂が流れない。河はせいぜい木の葉っぱを流すぐらいです。ですから、多雨林地域の河は、それは澄んだ水を流しています。慣れれば河の水をちょっと見ただけで、大陸部の河の水か島嶼部の河の水か、一目でわかります。この点は、余り気づかれていないようなんですが、その差は実に大きいんです。つまり、気候という条件が、大陸部ではエロージョンを促進するような格好で出てくる。しかも大陸部は隆起帯で山が高い。地形的にもエロージョンを起こしやすい。この2つの条件が重なって、大陸の河は多量な土砂をしょっちゅう運んでいるのです。だから、大陸部の河は赤茶けた泥河。そして、河口付近の低地を大量の泥で埋積して広大なデルタをつくる。一方、島嶼部の多雨林帯の河は、全く澄んだ、しかし真っ黒の水を流す。

編集 澄んだ水で真っ黒？

高谷 というのは、流すものは腐植だけです。ただその腐植はものすごくたくさんある。植物は1年じゅう茂っているんですから、それらはすべて、ある程度分解して腐植という形で流れるので色は黒い。しかし、泥の粒子を全く含まないから濁ってはいないんです。

編集 しかし、火山が近くにあるスマトラやジャワでは、そうはならないでしょう。

高谷 おっしゃるとおりです。火山が海岸に非常に近くあるジャワでは、さすがに土砂の供給があるので水は濁ります。だから、今の話が最も典型的にあらわれるのはボルネオの周辺なんです。それからマレー半島もこのタイプ。スマトラは火山があるけれども西に偏しているので、東側の水は澄んだ黒色でボルネオ型です。こうしたところは、海に泥が運びこまれることのない非埋積地帯で、しかもそこは、沈水した準平原の大陸棚ですから埋積物もつもらない。いわば裸の大陸棚なんです。

#### 裸の大陸棚のエコロジー

##### 海岸低湿地の成立過程とその土壌

編集 図1(3p.図1)をみると、そういった裸の大陸棚の方が、酸性硫酸塩土壌の分布が広いんです。

高谷 酸性硫酸塩土壌のでき方を考えれば、こ



のことは説明がつかず、浅い汽水性の地帯に、マングローブとかニッパがたくさんはえる。そういうところでは、海の水の中に溶けている硫酸を還元する細菌が大繁殖する。できた硫黄が泥や水の中にある鉄と結びついてパイライトがたくさんできる。それがたまるということでしょう。このことを、生態的な側面からもう少し詳しく考えてみたいのです。泥のつもらない裸の大陸棚、より正確には沈水した準平原では、さきにお話したように沈水域は非常に浅く広いので、きわめて幅の広いスケールの大きなマングローブに覆われるわけです。地史的にみれば、第四紀を通じ、海進や海退などによって海岸線が大きく移動しているところです。ですから、それと共にマングローブ帯も移動していた。大陸棚全部が同時にマングローブで覆われたというようなことはありませんが、結果的にはどこかの時点でマングローブ化されていることとなります。例えば海面が10cm下がって海岸線が300m前進したとします。そうすると、その新しくできた幅300mの遠浅地帯には、海岸線の移動にぴったりくっついたような格好で、恐らく5～6年の間にマングローブがはえるでしょう。

一方、マングローブは潮水性植物の習性として、それ自身が海に向かって少しずつ進んでいくという特徴をもっています。だいたいマングローブは、根の形態から大別すると3種類あります。1つは、根がタコ足のように四方八方に支持根をだすもの。次はいわゆる膝根で、普通の木の根は膝を伸ばしている形ですが、これは膝を曲げる形で凸起をたくさん作りながら八方に根を伸ばしていきます。最後は、土の中に伸びている根から、呼吸するための別の根をどんどんだしていくタイプです。このタイプでは、まるで何千本もの杭を打ったように呼吸根があたり一面に密に広がっていく。ちょうど生花の剣山を大きくした感じです。

ですからマングローブの根の周辺には、その辺に浮いている泥とか植物のカスがすぐに詰まってしまう。とくに最後のタイプでは、その効果は抜群です。こうしてマングローブは、自分で陸地をつくってしまうのです。そして一たん泥や有機物の陸地ができると、そこは浅い遠浅の海ですから、そのすぐ先に実が流れつくなどして、またマングローブが生育する。こうしてマ

ングローブは、自分で浅い海を埋め立てて、前へ前へと進んでいくんです。この場合、マングローブは海の中にある泥、裸の大陸棚では河からは泥は供給されませんから、海の中の泥をワットと集めてみずから陸地をつくり、進んでいく。泥と云って、これは極めて有機質のもので、そういうものをたくさんため込んで前へ進むんです。

ところで、河筋やマングローブの背後にはニッパヤシが多いのですが、これがまた変っていて、ニッパヤシの根は普通の根じゃないんです。木ねじのような輪型が幾つも幾つも重なっていて、まるで曲りくねった木ねじのような格好の根なんです。それが密にはえていますから、やわらかい泥でも、ここに一遍つきますと、波が洗おうと云って洗えない。つまり、マングローブは海の水の中から粘土や有機物をワットと集めますが、これはまだやわらかいソフトな陸地です。これを、その後から追いかけてくるニッパなどが、ねじ合わせ締め上げて陸地していくわけです。

汀線にあたるこういった場所は、有機物がたくさんありますから海の中では唯一の富栄養地帯です。だからここには、魚やエビなどがたくさんいるし、同時にまた硫酸還元菌もいっぱいいる。だから堆積物には硫化物が極めて多量に集積していて、いわゆるマッドクレイ（潜在的酸性硫酸塩土壌）をなしている。このように裸の大陸棚では、河からの泥の供給がないにもかかわらずマングローブやニッパが存分に活動し、その結果、硫化物を含む広大な海岸低湿地をつくっていく。これが、沈水した準平原海岸地帯、裸の大陸棚のエコロジーです。

ところが大陸の方は、これとは違います。上流から大きな河が大量の土砂を運んできて海岸低地を埋積し、大きなデルタをつくりながら海岸線を進めていく。ここでは、海岸低湿地ではなく、デルタをつくる。こんなわけで、マッドクレイが広く分布するのは、非埋積地帯のボルネオやスマトラなんです。さきの図（3p. 図1）に示したように、分布の最大なのはボルネオ南部のカリマンタンです。もちろん、大陸の海岸部にもマッドクレイが分布しますが、その規模は比べものにならない。また、質が違います。大陸の方は、陸地由来の土砂で薄められているので赤っぽい感じのする泥ですが、ボルネオの方は土砂がなく腐植そのものですから黒っぽい

マッドクレイです。

さて、マッドクレイの堆積が完了すると、次には新しいステージが到来します。マングローブを先兵として一たん陸地ができますと、その後にはもう海が入らない。そうすると今度は、淡水湿地ができ、硫酸とは関係のない植物の世界になる。そこは多雨林地帯なので、具体的には湿地林ができます。そして過湿のために、枯死した木も十分に分解されない。そのために、ここに泥炭ができるのです。

ですから、マッドクレイは海の汀線に沿って前進しますが、その後ろには、すでにつくられたマッドクレイの上に重なる格好で泥炭地帯ができてくる。マッドクレイは、いわば泥炭でシールされたようなかたちになって、そのまま残ります。大陸の方では、こういうことはほとんど起こらないんです。何しろ、半年間雨が降らないので、その間に干し上がって植物遺体の分解が進む。ですから、多雨林帯と同じレベルの泥炭はほとんどない。地表部には、普通の泥しかありません。これもまた、草の世界と木の世界との違いです。

編集 ここでは、海岸平野のでき方が非常にユニークなんです。

高谷 東南アジアでは、過去5,000年の間に3mぐらゐの海面降下があったのではないかと思います。これに伴って、何10km、場所によっては何100kmを超す幅で汀線の移動があり、新しい海岸平野が生まれました。この新しい海岸平野は、かつては一度、マングローブで覆われたことのある裸の大陸棚の干陸部で、マッドクレイを盛んにつくったところです。しかしいまでは、この海岸平野は大湿地林をなし、現在の時点では泥炭を埋積中です。こうした営為が何の妨げもなく、理想的かつ大規模に行われているのがカリマンタンです。カリマンタンは、世界最大の酸性硫酸塩土壌の分布地と考えてもよいでしょう。これに比べると、大陸部には土砂の供給が多すぎます。



# 干拓地

村上英行 = (元)島根県農業試験場長

はじめに

海・湖沼の底土には、干拓後、好気的な条件になると酸化して硫酸を生じ、土壌を強酸性化する硫化物を含むものがある。pHが3またはそれ以下という極端な酸性になることがあり、作物栽培上の影響は極めて大である。この種の土壌を酸性硫酸塩土壌(Acid sulfate soil)と呼ぶ。わが国では小林嵩(1939)が、茨城県の霞ヶ浦沿岸の干拓地で、水稻生育不良の原因が硫化物の酸化により生ずるFeSO<sub>4</sub>、H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>によることを、初めて明らかにした。戦後になると、干拓事業或いは客土事業が盛に行なわれ、酸性硫酸塩土壌が広く国内各地に存在することが明らかになった。

ここでは干拓地の酸性硫酸塩土壌について、その分布、硫化物の形態、酸化と作物生育に与える影響、熟田及び熟畑化のための土壌管理法などについて、主として島根県の中海、宍道湖周辺の干拓地における調査、栽培試験を中心に略述する。

中海の可酸化性イオウを含む湖底土の分布  
中海約10,000haで、その全域をカバーする161地点にわたり、表層の湖底土を採取し、畑状態水分、温度30℃で4週間保温しpHの変化を調査した。原土はpH7.4~8.3であったが、処理後にpH5.9以下に低下したものの45点、最低は2.6であった。pH5.9以下の地域を図1・1に示した。

図にみるようにその地域は、大橋川、意宇川、伯太川、飯梨川等の河川の河口付近、揖屋湾、米子湾等の入江になった地区でその沿岸に市街地のあるところ、弓浜半島沿いの砂地地帯、などに分布する。これらの湖底土に含まれる硫化物は、後述するように主としてFeS<sub>2</sub>であり、その他に少量のFeS、遊離S等があり、これらを可酸化性イオウ(Oxidizable sulfur)と呼ぶ。これらの生成は、海底または湖底において還元条件では、海水又はかん水中の硫酸根が還

元されてH<sub>2</sub>Sとなり、これは底土中の鉄と結びついてFeSとなり、さらにFeS<sub>2</sub>を生ずるとされている。

中海は境水道を通じて海水の強い影響を受けており、平均Cl濃度は12,000ppmである。従って河口付近では、上層には流下する淡水と、下層には比重の重いかん水があつて2層になっている。川の水によって運ばれてきた淡水産のプランクトンは、かん水に接触すると容易に死滅し、下層のかん水中に落下する。下層のかん水は多量の有機物の供給を受け、また下層にあつて停滞しているため還元が発達し、かん水中に含まれる硫酸根が還元され硫化物が生成するのである。

米子湾、揖屋湾では地形的に水が停滞しやすく、米子市、安来市、揖屋町等の市街地からの栄養物質の供給が多いので還元が発達し易い。表1・1は、酸性硫酸塩土壌と非酸性硫酸塩土壌の有機物含有量を比較したものであるが、有機態炭素、窒素、乾土効果はすべて前者に多く、この土壌が、有機物の豊富な環境で堆積した泥土であることを示している。

可酸化性イオウを含む湖底土は、弓浜半島ぞいの砂質の地域にも分布する。一般に、可酸化性イオウ含量は砂質土壌に少なく、粘質土壌に多い。しかし表1・2にみるように、砂質土壌では、少量の可酸化性イオウの酸化で土壌は容易に酸性化する。弓浜半島は、砂地の畑作地帯のためその沿岸域は肥料分の流入が多いのであろう。可酸化性イオウ含量は少ないが、こうした砂質底土も、酸化的な条件下では容易に酸性化する。

宍道湖周辺の海成の泥土および泥岩  
宍道湖は全面的調査を行っていないが、塩分濃度の低いこの湖の一部にも、図1・1に示すように可酸化性イオウを含む湖底土が分布する。宍道湖の長江干拓地の泥土では、表1・3のように、下層ほど可酸化性イオウ含量が高く、これに比例してCl含量も高い。また大橋川では、

地盤沈下対策として、中州の農地に川の底泥を客土したが、表層の泥土を客土した地区では障害はおきなかったが、下層の泥土を客土した水田は強酸性化し、水稻は甚だしい障害を受けた。この泥土は、中性酢酸アンモン可溶のCa5.0~6.5me、Mg7.1~10.2meであった。Mgの多いのは、生成時に海水の影響を受けていたことを示す。縄文海進の時代には、中海から宍道湖をへて出雲市を結ぶ地域は海域であったとされているので、こうした下層土は、この時代に海水の影響下に堆積したものと推定される。

また長江干拓地の一部では、湖底表層に泥岩が露出する。この泥岩は新第三紀の海成の布志名層で、可酸化性イオウを多く含んでいる。宍道湖周辺には、図示した以外にも可酸化性イオウを含有する底土(下層土)が存在するものと思われる。

## 可酸化性イオウの形態 FeSとFeS<sub>2</sub>

可酸化性イオウとしては、特徴のある黒色を呈するFeS及びFeS<sub>2</sub>等のポリサルファイド、単体のS等が考えられる。ここでは中海の底土を用い、FeS、FeS<sub>2</sub>(拡物パイライト分析に用いる王水処理法によって硫酸根として定量されるイオウを、仮にFeS<sub>2</sub>態SとしてFeS<sub>2</sub>-Sと表示する)を定量した(表2・1)。

FeS-Sは、黒色を呈する地点30で最も多いが、その量は土壌1g当り0.39mgに過ぎない。これに比較すると、FeS<sub>2</sub>-Sは地点30では4.2mg、地点35では16.8mgを含有する。表2・1は、土壌酸性化の原因はFeSよりもFeS<sub>2</sub>にあることを示している。

## パイライトの同定と定量

王水可溶Sの形態を明らかにするため図2・1に示す方法で、X線回折とFe、Sの定量を行った。試料は、中海揖屋湾より採取し後に述べるライシメーターに充填した下層土、及び前述の長江干拓地の泥岩である。長江の泥岩は若干酸

表1・1 - 有機態炭素・窒素・乾土効果の比較

試料	点数	C <%>	N <%>	C/N	乾土 効果
酸性硫酸塩土壌	5*	3.36	0.254	14.4	20.4 mg
非酸性硫酸塩土壌	11*	1.87	0.157	11.9	10.7

\* 何れも埴土

表1・2 - 土性と可酸化性イオウ含量

土性	点数	湿土pH	畑状態 pH**	可酸化性S (平均)mg/g
砂土	5	7.8~3.6*	4.9~2.6	0.3~3.5(2.0)
砂壤土	2	7.9~5.3	4.9~2.8	3.5~6.9(5.2)
埴壤土	1	8.0~3.1	3.1	4.6
埴土	10	7.9~5.1	5.5~2.3	7.6~23.9(17.3)

\* 試料保存中に酸化が起つた \*\* 畑水分状態で4週間保温後のpH

表1・3 - 長江干拓地土壌の可酸化性イオウ

地点	水深 m	層位 cm	土性	Cl <%>	pH	可酸化性 イオウ* <%>	C <%>	備考
14	0.2	0~20	砂壤土	0.013	7.0	5.08	0.86	泥岩
12	0.4	0~20	埴土	0.080	7.5	0.72	1.24	泥土
		20~50	埴壤土	0.108	8.7	2.56	1.48	泥土
		50~70	埴壤土	0.273	7.0	5.28	2.57	泥土

\* mg S/g soil, H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>酸化、中和滴定による。



図1-1 - 中海・宍道湖周辺地域地質概略図

鳥根県地質図編集委員会(1982) 鳥根県地質図(20万分の1)にもとづき簡略化

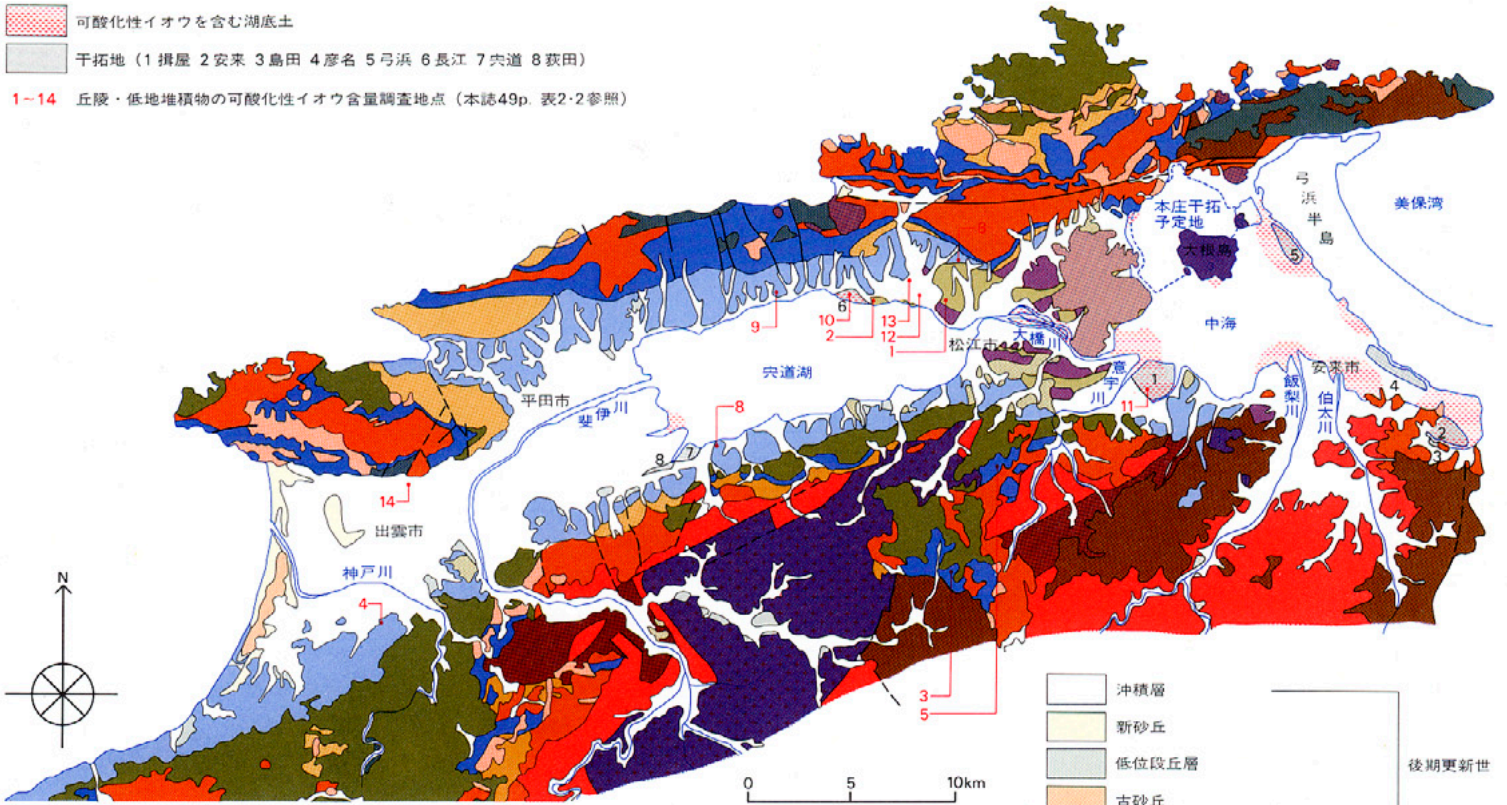


表2-1 - 中海底土のFeS, FeS<sub>2</sub>と酸性化

地点	土性	土色	pH	FeS-S <mg/g>	FeS <sub>2</sub> -S mg/g	畑状態 pH
35	埴土	暗緑灰	7.2	0.29	16.81	3.6
30	埴壤土	黒	7.2	0.39	4.22	3.1
70	砂壤土	緑灰	7.4	0.02	3.52	4.9
7	砂土	暗緑灰	7.1	0.02	0.34	6.3
24	埴土	灰青緑	8.0	0.03	0.62	8.0
79	砂土	暗緑灰	8.0	0.01	0.18	7.8

表2-2 - X線回折によるパイライトの同定

AMTS		揖屋		長江		パイライト 宝生鉱山	
d(A°)	I	d(A°)	I	d(A°)	I	d(A°)	I
				3.38	21		
				3.32	26	3.33	21
3.13	36	3.15	32	3.15	34	3.14	18
						3.01	6
2.71	84	2.72	100	2.72	100	2.71	100
2.42	66	2.43	85	2.43	80	2.43	79
2.21	52	2.22	69	2.22	59	2.22	45
1.91	40	1.92	40	1.92	44	1.92	21
1.63	100	1.64	76	1.64	74	1.63	55
1.56	14	1.56	13	1.56	15		
1.50	20	1.51	25	1.51	21	1.59	19
1.45	24	1.45	29	1.45	22	1.45	16



図2-1 - パイライトの同定と定量

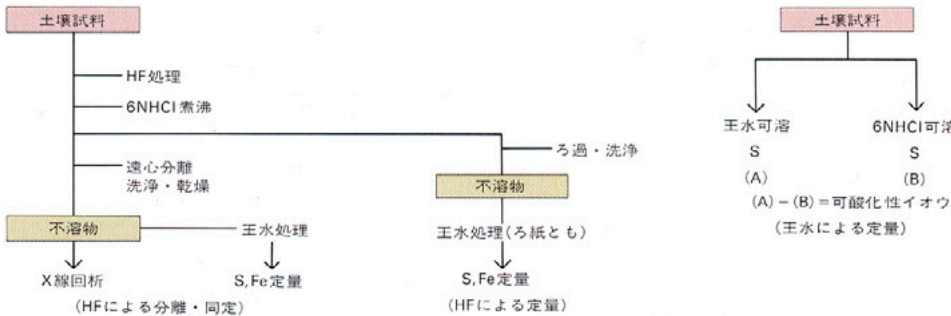


表2-3 - HF不溶物のS/Fe比

試料	S %	Fe %	原子比 S/Fe
揖屋	40.4	33.5	2.10
長江	23.0	18.6	2.15
パイライト*	52.6	43.5	2.06

\* 宝生鉱山

表2-4 - HF処理と王水処理のSの比較

試料	HF処理S mg/g	王水処理S mg/g
揖屋	22.7	22.3
長江	2.9	2.7



化が起っている。HFで珪酸塩を分解し、更に塩酸で有機物を加水分解して濃縮したHF不溶物のX線回析図は、揖屋、長江の両試料共に島根県豊生鉱山産の鉱物パイライト及びパイライト標準と極めてよく一致した(表2・2)。

またSとFeとの原子比は理論値2であるが、表2・3に示すように、鉱物パイライト2.06に対し、揖屋2.10、長江2.15と近似した値を示した。さらに、前述のパイライト分析法によるイオウの定量値は、揖屋、長江の土壌1g当り22.3mg、2.7mgに対し、HF処理残渣は22.7mg、2.9mgと非常に良く一致した(表2・4)。以上より、王水可溶のイオウはその殆んどがパイライトである。

#### 遊離イオウ

試料をNa<sub>2</sub>SO<sub>3</sub>液と共に煮沸し生じたNa<sub>2</sub>S<sub>2</sub>O<sub>3</sub>より沃素滴定にて遊離イオウを求めた(菅原・小山の方法)。遊離イオウは、3点の原土試料では土壌1g当り0.47~0.56mg、ライシメーター及び現地圃場土壌ではやや多く1.0~1.79mgであったが(表2・5)、可酸化性イオウ含量(前述の王水可溶S)に比較するとその量は少ない。なお非酸性硫酸塩土壌の本庄土壌では定量されなかった。酸性硫酸塩土壌の酸化の際には、現地ではしばしば土塊の表面に黄色の斑紋を生じ、ジャローサイトとされているが、波根干拓地の黄色斑紋にも遊離イオウは定量されなかった。国内の他の干拓地の酸性硫酸塩土壌の分析例よりみても、可酸化性イオウの主体はFeS<sub>2</sub>であり、FeS、Sは少ない。また米田に

よる各干拓地の分析例では、易酸化性イオウ(後述、H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>処理後SO<sub>4</sub>の定量より求める可酸化性イオウ)の含量は、多いものは、島根県中海22.0mg/g soil、同県波根干拓16.8mg、鳥取県東郷湖底土13.4mg、岡山県日生湾海底土8.7mg、秋田県八郎潟湖底土8.5mg等であった。

#### 可酸化性イオウの迅速分析法

干拓地の酸性硫酸塩土壌では、その強酸性化によりしばしば作物は大きな障害を受ける。また近年は台地において農地、宅地、道路の造成等各種の開発がさかに行なわれ、ここにも多量の可酸化性イオウが含まれ、各種の障害の起った例が多数報告されている。この場合、可酸化性イオウが含有されるか否か、その量は、強酸性化するか否か、酸性中和に必要な石灰の量などを予め推定する必要がある。従来は畑状態で3週間程度保温しpHの低下、酸度を測定し、これに併せて可酸化性イオウの定量を行った。この方法は長時間を要しかつ煩雑であり実際ではない。これに対し、H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>が可酸化性イオウを酸化し硫酸を生成する反応を見出し、これを利用して迅速かつ簡易な分析法を組立てた。予備試験では、可酸化性イオウ約20mg/g soilを含む土壌試料をピーカーにとり、これに30% H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>10mlを加えて湯浴上で反応させ、反応終了後液中の硫酸根を定量した(表3・1)。可酸化性イオウの約76~91%が硫酸となり、処理回数を増やしても増加量は少なかった。以上より迅速分析法を次のように組立てた。乾土1g

に相当する試料を300mlピーカーにとり、30% H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>10mlを加える。H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>は安定剤としてリン酸を含むことがあるので、その場合はBCPを指示薬としてN/10NaOHで中和して用いる。時計皿で蓋をして湯浴上で加温する。可酸化性イオウを含む場合は激しい反応が起る。反応終了後、pH試験紙で液のpHを測定する。次に液を土壌と共に100mlメスフラスコに移し冷却後定容とする。乾燥ろ紙でろ過し、ろ液25~50mlをとり、BCPを指示薬としてN/10NaOHで中和滴定する。

0.1N NaOH1ml=1.60mgSであり、また通常の土壌分析で表示するY<sub>1</sub>または全酸度と同様の単位で表示すれば酸性中和の為に石灰施用量を求めるのに便利である。この方法を数種土壌に適用した例を表3・2に示した。上述の様に可酸化性イオウの76~91%が硫酸になり、しかもこの方法では、土壌中の塩基が生成した硫酸の一部を消費するであろうから、得られた値はさらに小さくなる。しかし、現地においては土壌の酸性化の程度は、生成した硫酸とこれと反応する塩基類との比によってきまるので迅速に酸性化の程度を知り、石灰の施用量を求める為にはより実際的である。迅速かつ簡易な分析法であるが表3・2に示すように実際的には大変有効である。米田は、H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>分解液を用いてSO<sub>4</sub>を定量しこれを易酸化性イオウとしたが、目的によっては十分有効な分析法である。

#### 可酸化性イオウの酸化(硫酸の生成)

干拓地では、排水が終了土壌が空気に接触すれば

表2・5 - 遊離イオウ含量 mg S/g soil

試料	遊離イオウ	可酸化性イオウ
長江(酸化)	0.56mg	2.7(5.1)*mg
揖屋(未酸化)	0.49	22.3
波根(未酸化)	0.47	22.3
揖屋ライシメーター5区1層**	1.57	22.3*
2層	1.79	22.3
島田干拓地畑無肥料	1.00	23.1*
島田干拓地畑無石灰	1.24	23.1
本庄干拓予定地	0.00	0.0
波根黄色物(ジャローサイト)	0.00	

\* 原土の値

\*\* 当初畑石灰区1960年6月、島田干拓試料も1960年6月採取

表3・1 - H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>による可酸化性イオウの酸化

試料	H <sub>2</sub> O <sub>2</sub> 10mlの処理回数	生成したSO <sub>4</sub> -S mg(A)	A/可酸化性イオウ**
揖屋C	1	20.9	0.91
揖屋D	1	20.8	0.91
波根	1	17.7	0.80
波根塩酸処理*	1	19.4	0.76
	12	21.5	0.84

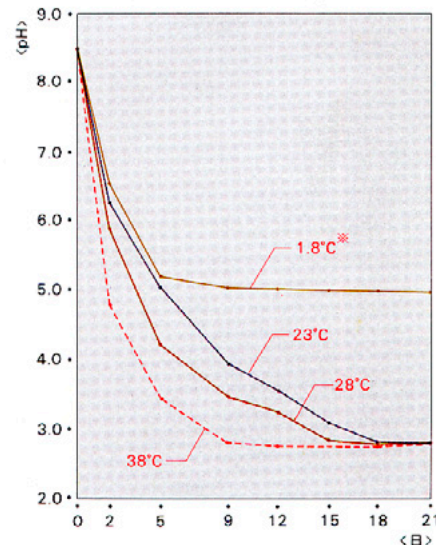
\* 熱塩酸可液物を除いたもの \*\* 王水可溶イオウ

表3・2 - H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>による迅速分析法の適用例

試料	生土pH	畑状態pH	可酸化性S mg	H <sub>2</sub> O <sub>2</sub> 反応前pH*	同反応後pH	H <sub>2</sub> O <sub>2</sub> 法S mg
揖屋B	7.2	2.6	22.38	5.3	1.6	15.8
波根	7.9	2.8	22.26	5.3	1.5	14.7
揖屋A	7.2	2.6	19.80	5.3	1.5	13.6
110	8.0	4.7	9.41	5.0	2.3	4.5
122	8.0	5.4	6.06	5.3	2.2	1.7
48	8.0	7.8	0.02	5.3	6.5	0.0

\* 試料にH<sub>2</sub>O<sub>2</sub>を加えた直後のpH、pH試験紙による。

図4・1 - pHの低下に対する温度の影響<小林>



\*\* 平均気温



ば直ちに酸化が起るわけではない。水稲作では作付初年度は全く被害がなく、翌年に大きな障害を受けた例が多く、可酸化性イオウの酸化は温度、水分、酸素の影響を強く受ける。

#### 温度

低温では土壌の酸性化は緩慢であるが、温度の上昇と共に急速に酸性化する(小林・図4・1)。

#### 水分、化学的酸化、微生物的酸化

土壌水分を変え、30 に保温した場合のpHの低下及び生成したSO<sub>4</sub>-Sを表4・1、図4・2に示した。飽和容水量の64%の水分の時、pHの低下が最も急速でまた硫酸の生成量も多かった。風乾土では全くpHの低下は起らず、水分21%、32%では硫酸の生成は少なくほぼ同量であった。Pentachlorophenol-Natrium(PCP)添加系列では、各水分共に硫酸の生成が遅く、無添加の21%、32%とほぼ同量であった。PCPを添加した場合は主として化学的な酸化であるが、この場合は酸化(硫酸の生成)の速度は遅く、かつ水分の多少による差も少ない。一方、無添加は化学的ならびに微生物的酸化であるが、この場合は水分が適当であれば(勿論前述のように温度が適当である時)酸化の速度は急速である。なお湛水状態では空気が遮断されるので酸化は起らないが、何らかの方法で酸素が供給されれば酸化は起る。後述する水稲のライシメーター試験で周年湛水区にマツバイが生え、その根圏土壌が褐色化した。表4・2にみるようにpHが低下しており、マツバイの根から酸素が供給された事を示している。

#### 水稲作

##### 障害の原因

酸性硫酸塩土壌で水稲が受ける障害には特徴があり、それは、葉の先端から黒褐色化し、やがて株全体に及んで枯死する。小林(1939)が酸性硫酸塩土壌及び一般の干拓地に通常存在し、水稲に障害を与える可能性のある物質を用いて、植木鉢または水耕試験によって水稲に現われる障害の徴候を観察した結果は次の通りであった。

硫酸：濃度が大きくなれば水稲体は黄白色化して枯死する。

硫酸第一鉄：植物体と共に葉部がその先端、次で葉縁が灰黒褐色または灰黒色を呈し、これが葉の中心及び基部に向かって拡大し、遂に萎枯れ枯死する。

硫酸第二鉄：水稲体は葉部から漸次黄白色化して枯死する。

硫酸パン土：葉部が黄白色化して枯死する。と傾向を同じうする。

硫化水素：水稲苗を硫化水素を通ずる井水中に放置するときは、葉の先端から黄化し、基部から青白色化して枯死する。

重炭酸ソーダ：黄白色化して枯死する。

食塩：黄白色化して枯死する。

以上によれば、水稲葉が灰黒褐色化するのには硫酸第一鉄の場合のみである。小林は、FeSO<sub>4</sub>は硫酸と共存する場合はその量少い時にも水稲は灰黒色化して枯死したとしている。また後述するように生成した硫酸によって土壌中のアルミニウムが溶出しており、アルミニウムが作物生

育に害作用のあることも知られている。

#### 水稲の栽培試験

酸性硫酸塩土壌で水稲を栽培するには石灰による酸性の中和は勿論であるが、従来は、できるだけ湛水状態に保って土壌の酸性化を抑制してきた。この方法では大型機械の使用は不可能であり、裏作その他にも不利である。対策として土壌を乾燥させれば地耐力は増加するものの、強酸性化し、要素欠乏など肥沃度の低下が懸念される。これらの問題解決のためライシメーター試験を実施した。

ライシメーターの面積130cm×130cm、深さ180cm、これに中海の揖屋湾の底泥を充填した。表面より80cmの位置にビニール管を挿入し暗渠とした。土性はHeavy Clay、Clは風乾土当り0.924%、可酸化性イオウ19.2mg/g、pH7.2、充填時は泥状で酸化は全く起っていない。

試験設計を表5・1に示す。水底土そのままを充填したので時間と共に変化し、処理もまた複雑であるので、各年度の処理を以下に述べる。

1958年度 7月に泥土を充填した。その後1区から5区までは可酸化性イオウの酸化をすすめるため暗渠を開き、ライシメーター表面は雨の入れぬようにビニール布で覆いをして土壌の酸化につとめた。6区は表面15cmをくりかえし井戸水で洗って表面水のCl0.08%になるまで除塩した。この区は1日当り40mmの表面水の掛流し、10mmの暗渠よりの透水、7区は無処理で水稲を移植した。6区は28.5kg/aの玄米収量を得たが、7区は塩害のため枯死した。

表4・1 - pH低下に対する土壌水分とPCP添加の影響

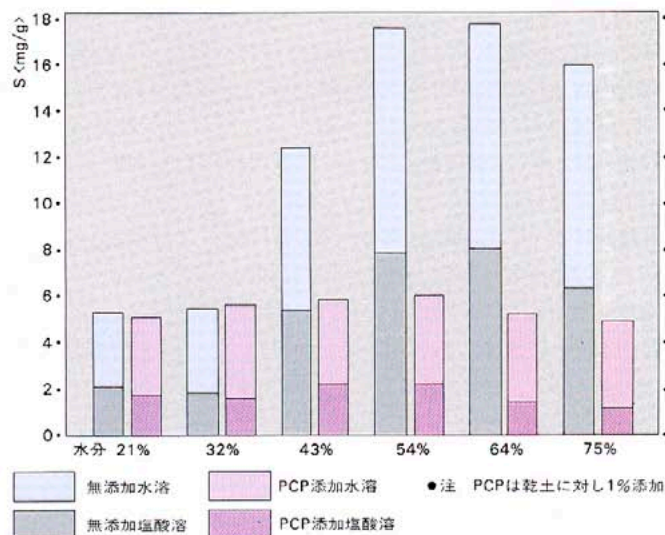
処理	水分 %*	pH						
		0日	7日	14日	20日	30日	60日	220日
風乾土**	21.4	7.7	7.7	7.6	7.6	7.6	7.5	7.6***
	32.2	7.8	6.4	4.9	4.3	3.9	3.5	3.4
	42.9	7.8	5.7	4.4	3.9	3.2	2.9	3.0
	53.6	7.8	4.9	3.9	3.2	2.5	2.9	3.1
	64.3	7.8	4.7	3.1	2.6	2.5	2.8	3.1
	75.0	7.8	4.9	3.4	2.7	2.5	2.8	3.0
PCP添加	21.4	8.0	6.8	5.9	5.2	4.2	3.7	3.6
	32.2	8.0	6.7	5.8	5.1	4.2	3.5	3.3
	42.9	8.0	6.7	5.8	5.0	4.1	3.5	3.2
	53.6	8.0	6.4	5.6	4.8	4.0	3.4	3.1
	64.3	8.0	6.6	5.8	5.2	4.1	3.4	3.1
	75.0	8.0	6.6	6.0	5.5	4.5	3.5	3.2

\* 飽和容水量に対する%  
 \*\* 水分は0日9.0 150日6.5%(飽和容水量に対し)  
 \*\*\* 150日目のpH

表4・2 - マツバイの生育と土壌pH

試料	層位 <cm>	pH
マツバイ	0~3	3.4
	3~10	6.5
マツバイなし	0~3	7.6
	3~10	7.9

図4・2 - パイライトの酸化・硫酸の生成に対する水分とPCP添加の影響(60日目SO<sub>4</sub>-S生成量)





6・7区は水稻刈取後も湛水して土壌の酸性化を避けた。但し6区は暗渠よりの透水は冬期間も実施した。

1959年 1～5区は耕耘等を行って人工的に強酸性化をすすめた。石灰による酸性の中和、表面の掛流し、暗渠よりの透水等の処理を実施して6・7区と共に水稻を栽培した。5区は作付せず畑状態のままとして可酸化性イオウの酸化、生成した硫酸等の降雨による除去に努めた。

1960年度 前年と同様の処理。

1961年度 5区に初めて水稻を栽培。

1962年度 3, 4, 5区は、本年は強酸性化が起らなかったため石灰の施用は中止。その後も施用しなかった。本年より各区にN, P, Kを同量施肥、6区は1959～61年度はNのみ施肥。各年度の土壌pH, 石灰施用量を表5・2に、玄米収量を表5・3に示した。

#### 石灰と透水の効果

各年度の水稲の収量を見れば石灰による酸性中和の効果は明らかである。また石灰を施用した場合も、施用しない場合も透水区の収量は高く、特に無石灰でその効果は著しい。無石灰でも透水区は水稻栽培3年目はやや良い生育をし、4年目以降は安定した収量となった。一方無透水区は5年目は良い収量を得たが、6年目の収量は低く、安定していない。両区ともに裏作期間は落水しているので可酸化性イオウの酸化は進み、生成した有害物は降雨により流され、水稻の生育が好転したのである。ただし作土下の層はなお強酸性で酸化が進行中であり有害物が存在し、条件によっては、これが上昇することもあり得る。これに対しては透水の効果があると思われる。石灰施用区においても作土下の層が改良されていないのは無石灰区と同様であり、この区でも透水の効果は明らかである。

1962年度は、無石灰無透水区の収量1.9kg/アールと殆んど全滅であるのに、無石灰透水区は69.7kg/アールと良い収量を得た。水稻植付前の1～5区の土壌酸度等を表5・4に、栽培期間中の生育調査成績を表5・5に示した。植付前の土壌では、水溶性Fe, Alともに無石灰の2つの区に多く、また2者のうちでは透水区が無透水区より多かった。水稻の生育は無石灰の2つの区は生育初期は甚だしく不良で特に茎数が少なかった(表5・5)。またこの2者の中では透水区が良くなかった。しかし生育中期以降

透水区の生育は著しく好転したが、無透水区は最後まで生育が不良で35株中9株が枯死した。生育の終期の土壌分析成績を表5・6に示した。無石灰の無透水に比較して透水区にFe, Alが少なく、移植前と逆になっている。その他の成分についても同様である。また無透水区ではアニオン計がカチオン計より多く、透水区では同量である。これは無透水区にHイオンの存在を示すものである。小林が、遊離の $H_2SO_4$ が存在するとき $FeSO_4$ の障害が大きかったことと一致する。これらは両者における水稻生育の差を示すものであり、また透水の効果を示すものでもある。

また湛水しているにもかかわらず無石灰の2区はEhが高い。酸性が強いため還元が進行しないためである。石灰を施用した区でも透水区に鉄が少なく、特に初2年間夏冬ともに落水した5区に少ない。また石灰施用区にAlが少ないのはpHが高いからである。

#### 可酸化性イオウ、鉄、マンガンの変化

土壌の酸性化等に伴うこれら成分の変化を表5・7に示した。可酸化性イオウは初めの一年間で半量以下に減少し、3年目には大変少なくなった。熱塩酸可溶鉄及び遊離鉄の増加は可酸化性イオウの酸化により鉄が硫酸第一鉄として可溶化し、更に3価の鉄として土壌中に富化したためである。マンガンは生成した硫酸に溶解し流亡して作土で減少した。無石灰区に減少が著しい。干陸後5年を経過した島根県揖屋干拓地の島根大学畑作試験圃場における可酸化性イオウ、鉄、マンガンその他の断面内分布を図5・1に示す(松井・寄藤の成績より村上作図)。表層で可酸化性イオウ(この場合は易酸化性イオウ)の減少、鉄の増加が起っており、マンガンは表層で減少、40～60cmに富化している。Ehは断面内における泥土の酸化の程度を示して興味深い。

#### 三要素・堆肥の肥効

前記のライシメーター試験と同じ泥土を用い、 $1/2000$ アールの植木鉢で、一系列は周年湛水状態で、他は水稻刈取後は落水して土壌を酸性化して三要素と堆肥の肥効試験を行った。酸性化した場合は、石灰で中和した。収量指数を表5・8に示した。両土壌ともに初年度の生育は不良であったがその後は酸性化土壌がめだって生育が良好であった。土壌量が異なるので収量の絶対値の比較は出来ないが、特徴は未酸性の区の

堆肥区の生育が甚だしく不良な点で、硫化水素臭があり明らかに土壌の異状還元による障害である。未酸性区は水底の泥土そのままであって、前に述べたように、易分解性の有機物を多量に含み、温度の上昇と共に急激に分解が起る。また鉄・マンガンはすべて還元型であり、堆肥の施用により土壌は急激に還元化し、硫化水素等の有害物質が生成したものである。

一方酸性化土壌では、易分解性有機物は既に分解して消失しており、鉄は可酸化性イオウの酸化と共に3価の鉄が増加し、マンガンも酸化型であり、還元型の物質は減少し酸化型の物質が増加しており、異状な還元は起り難くなっている。未酸性の区では試験の継続によって堆肥の障害は増加しているが、酸性区では当初はマイナスであったが、4年目105, 5年目119と堆肥区の生育は顕著に良好となった。1959年度の8月21日のEhは未酸性の三要素区-241mVに対し、酸性化の三要素区は-27mVであった。

#### 水田土壌の管理

以上の成績によって、可酸化性イオウをできるだけ酸化させない方法と、積極的に酸化させる方法を比較する。表5・3に示すように、7年間のライシメーター試験によれば、未酸性の透水区と酸性化させた石灰透水区の比較では、初3年は、未酸性の区にのみNを施肥したこともあって前者の玄米収量が勝る。しかし、同一の施肥をした5年目以降は酸性化した区が勝り、植木鉢試験に見るように、酸性化した区では堆肥の効果が徐々に大きくなるので、この様な方法でその差は更に大きくなるであろう。ここに取り上げた各種の土壌成分の消長からみても、酸性化により特に水稻作上障害となる問題は見当たらない。

次に土壌物理性の面から見るに、可酸化性イオウの酸化を抑制するために湛水すれば、当然大型機械の走行には不利である。これを改良するためには、出来るだけ深く土壌を乾燥させ地耐力を増加しなければならない。即ち、土壌の酸性化を伴うわけである。土壌の乾燥の方法については後述する。なお表5・3の当初畑区に見るように、土壌の酸性化を十分すすめ、その後作付すれば石灰の施用量は少なく、初めから良い収量をあげることが出来る。



表5-1 - 試験設計

処理区名	1958.7月 ~59.6月		1959~'60 夏季 冬季		1961~'64 夏季 冬季		施肥
	落水	稲作	落水	稲作	落水	稲作	
1.無石灰無透水	落水	稲作	落水	稲作	落水	稲作	1962より
2.無石灰透水	落水	稲作掛流	落水	稲作	落水	稲作	1962より
3.石灰無透水	落水	稲作掛流	落水	稲作	落水	稲作	1962より
4.石灰透水	落水	稲作掛流	落水	稲作	落水	稲作	1962より
5.当初畑石灰透水	落水	落水	落水	稲作	落水	稲作	1962より
6.未酸性透水	稲作*	稲作掛流	湛水(透水)	稲作	湛水(透水)	稲作	1959より**
7.未酸性無処理	稲作	稲作	湛水	稲作	湛水	稲作	無肥料

\* 冬季は湛水のまま透水, 7区は湛水するが透水しない。  
\*\* 1959, 60, 61はNのみ, 62年より各区同様にN.P.K施肥

表5-2 - 炭カル施用量と土壌pHの推移

処理	1959			1960			1961			1962	1963
	pH	炭カル**	遊地pH*	pH	炭カル	遊地pH*	pH	炭カル	炭カル計	pH	pH
1.無石灰無透水	2.8	—	3.9	2.6	—	3.7	2.8	—	0	3.3	3.1
2.無石灰透水	2.8	—	4.3	2.6	—	4.0	2.9	—	0	3.3	2.9
3.石灰無透水	2.7	275.3	5.5	3.7	106.7	6.3	3.5	120.4	502.4	4.8	3.9
4.石灰透水	2.3	275.3	5.3	3.2	193.1	6.4	3.6	94.3	562.7	5.7	4.1
5.当初畑・石灰透水	2.6	—	2.7	2.8	—	3.6	3.1	244.0	244.0	7.1	4.8

\* 稲収穫跡地 \*\* kg/アール

表5-3 - 各処理区の玄米収量の推移

<kg/アール>

処理	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964
1.無石灰無透水	—	0	0	1.5	1.9	75.5	37.8
2.無石灰透水	—	4.5	9.3	38.6	69.7	64.7	58.5
3.石灰無透水	—	22.5	53.1	37.1	76.8	63.0	54.4
4.石灰透水	—	33.6	61.6	54.0	80.2	71.0	61.5
5.当初畑石灰透水	—	—	—	72.4	74.1	75.0	65.2
6.未酸性透水	28.5	61.6	78.2	52.4	70.8	63.0	46.4
7.未酸性無処理	0	11.2	6.7	9.1	15.6	19.4	17.6

●注 1~5区は1959~1961は無肥料, '62より施肥, 6区は1959~61年はNのみ施肥, '62年より1~5区と同一の施肥, 7区は無透水, 無肥料。

表5-4 - 水稲移植前の土壌pH, Fe, Al

<1962.6月風乾土当ppm>

区名	pH	Y <sub>1</sub>	水溶性	
			Fe	Al
1.無石灰無透水	3.3	47.5	210	37.0
2.無石灰透水	3.3	53.1	343	45.7
3.石灰無透水	4.8	2.2	9.7	0.7
4.石灰透水	5.7	0.6	4.4	0.2
5.当初畑石灰透水	7.1	0.6	9.7	0.2

表5-5 - 水稲の生育調査

(1962年度)

区名	7月23日		8月8日		9月29日			玄米収量 kg/アール
	草丈	莖数	草丈	莖数	稈長	穂長	穂数	
1.無石灰無透水	35.4cm	4.1	40.4cm	6.8	27.6cm	8.2cm	4.3	1.9
2.無石灰透水	26.4	3.7	48.6	9.9	88.3	21.4	14.2	69.7
4.石灰透水	45.5	10.5	82.3	28.7	102.2	21.2	22.5	80.2

表5-6 - 土壌溶液中の各イオン濃度

(1962.10.15)

項目		1.無石灰 無透水	2.無石灰 透水	3.石灰 無透水	4.石灰 透水	5.当初畑 石灰・透水
湿土	pH	3.8	3.9	5.8	6.6	6.6
	Eh(mV)	313	218	-42	-87	-112
土壌溶液 me/l	Cl	6.20	0.44	3.02	1.01	2.73
	SO <sub>4</sub>	63.78	34.56	72.13	60.03	54.06
	計	69.98	35.00	75.15	61.04	56.79
	Fe	36.24	26.00	29.05	15.14	7.84
	Al	4.62	1.70	0.10	0.08	0.03
	Mn	0.40	0.27	0.88	0.19	0.24
	Ca	10.29	3.06	42.91	40.62	44.49
	Mg	6.04	1.53	8.50	2.56	2.33
	K	6.26	1.70	5.87	4.25	4.08
	Na	0.85	0.51	0.72	1.10	0.65
計	64.70	34.77	88.03	63.94	59.66	

表5-7 - 可酸化性イオウ, 鉄, マンガン含量の推移

項目	年月	2.無石灰透水	4.石灰透水	6.未酸性透水
可酸化性S (mg/g)	1958.7	19.22	19.22	19.22
	1959.7	9.37	5.23	—
	1961.11	1.20	2.36	21.30
熱塩酸可溶 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	1958.7	2.91	2.91	2.91
	1959.7	3.60	4.44	—
	1961.11	4.60	4.88	2.28
遊離 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	1958.7	0.41	0.41	0.41
	1961.11	1.75	1.71	1.05
熱塩酸可溶MnO*	1961.11	33	40	70

\* mg/100g soil

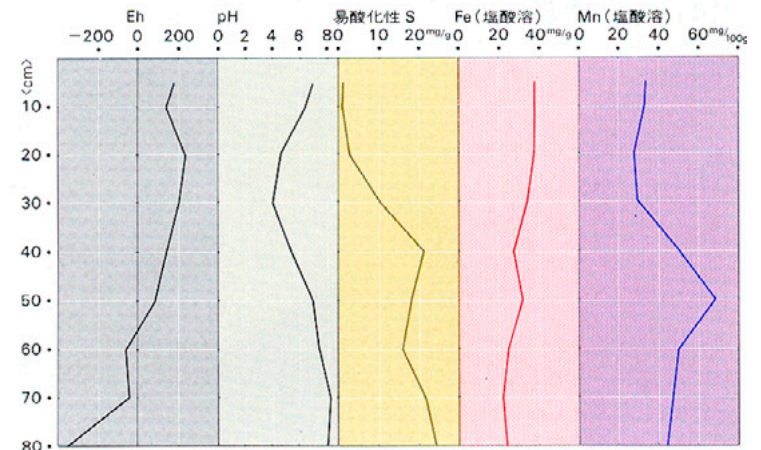
表5-8 - 未酸性及び酸性化土壌の三要素・堆肥の肥効(収量指数)

処理	未酸性(湛水)	酸性(酸化)	処理	未酸性(湛水)	酸性(酸化)
無肥料	14.7	34.1	無加里	94.4	95.0
無窒素	16.1	32.2	三要素	100.0	100.0
無リン酸	62.9	85.7	三要素堆肥	21.2	101.7

●注 1/2000アールポット。未酸性は周年湛水, 酸性は稲作期間のみ湛水  
未酸性は'59-'60の平均, 酸性は'59-'63の平均

図5-1 - 損屋干拓地畑土壌におけるFe<sub>2</sub>, Fe, Mnの断面内分布

<1983, 松井, 寄藤>村上作図





畑作

酸性硫酸塩土壌では、畑作は水稲作に比較して困難である。水稲では湛水期間には可酸化性イオウの酸化は起らないが、畑では栽培期間中に土壌の酸性化が起る。畑作物は一般に水稲に比較して土壌酸性を初め各種の障害に弱い等の理由による。

土壌の酸性化と作物の生育

干拓初期における土壌の酸性化と作物の生育について現地における圃場試験の例を紹介する。島根県の中海、米子湾の一部にある島田干拓地はサンドポンプより埋立てた干拓地で、1959年3月埋立完了、60年6月から圃場試験を開始した。

供試圃場の酸度と可酸化性イオウは表6・1の通りである。表面から約10cmまでは乾燥して固いが、その下は泥状である。0～1.5cmの可酸化性イオウは大部分酸化し、1.5～10cmではまだ一部が酸化したのみで、10cm以下はまだ酸化が全く起っていない。この圃場の現在の酸性を深さ10cmまで中和するに要する炭カルは3.5Y<sub>1</sub>+水溶酸から計算して21.9kg/アールとなり、圃場において混和が均一に出来ないこと、等から、安全率をみて2割増として27.2kg、今後酸性化するであろう可酸化性イオウを中和す

るに354.6kg、これも同様に2割増として433.9kg、合計量は466.1kg/アール、となる。

炭カル無施用区、その時々酸性を中和するに必要な量の炭カルを施用する適時中和区、及びアール当り100～500kgの炭カルを初めに施用する区を設けた。各区のpHの変化、作物の収量は表6・2、表6・3の通りである。

本試験では干拓初期に畑作した場合の各種の障害が典型的に見られるので順をおって説明する。

1960年 歩行型の耕耘機により炭カルの混和を行ない7月3日大豆を播種した。発芽後石灰0区と適時中和区は間もなく枯死し、その他の区も8月末にはすべて枯死した。前2者が枯死したのは土壌の酸性による(表6・2)。その他の区では土壌pHは低くなく、ECより見て塩類濃度障害によるものである。この時期の作土は1辺1cm以上の土塊が多く、甚しく固く、保水力は弱い。降雨が少なく気温が高いと土壌水分は急速に少なくなり、干拓初期でなお塩分が多いので(表6・1)、これが濃縮されて濃度障害を起したと考えられる。表6・2で炭カル0区のECは15.7ミリモ- /cmと極めて高いが、これは可酸化性イオウの酸化により生成したH<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>によるのであろう。またこの飽和浸出液のECと植物生育との関係は、米国地域塩

害研究所によって0～4ミリモ-までは各作物の生育良好、4～8ミリモ-は耐塩性作物のみ生育可能、8～15ミリモ-は作物生育不良、15ミリモ-以上は作物生育不能と標準が示されている。

1961年 1960年の夏作の大豆が枯死した後は冬作は行なわず、翌1961年は夏作として甘藷を栽培した。甘藷の生育は甚しく不良であり、炭カル0、適時中和、1t区は挿苗後間もなく枯死した。これは土壌酸性による(表6・2)。その他の区は8月まではつるの伸長が甚しく不良であったが、9月になって降雨が多くなって急につるが伸長した。炭カル施用量が多く、従って土壌pHが高いほど収量は多かったが、全体として甚しく低収で、5t区も県平均収量の約1/4である。本年も前年同様、土壌の物理性は不良で高温乾燥が続くと容易に干ばつを受ける。CIは6月に土壌当り0.06～0.07%であったが、10月には0.02～0.03%に低下した。1961年冬作小麦は、初めて良い生育をし、熟畑に劣らない収量を得た。土壌は細粒状構造になり保水力は高まり、冬作であるため降雨が多く干ばつにかかることはなかった。

1962・63年 1962年以降はイタリアンライグラス、ラジノクローバー共に良い生育をした

表6・1 - 供試圃場の酸度、可酸化性イオウ

(1960.6月)

層位	土性	pH	y <sub>1</sub>	水溶酸*	可酸化性S**	CI
0～1.5cm	HC	3.5	51.8	20.0	3.8mg/g	0.07%
1.5～10	HC	5.2	4.6	—	12.7	0.14
10～	HC	7.5	—	—	14.7	1.05

\* 土壌100g当水浸出液(1:2.5)の0.1NNaOH滴定数  
\*\* H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>酸化滴定法

表6・2 - 石灰施用量と土壌pH

	1960			1961		1962		1963	1964	1960	1962
	6月	8月	12月	6月	10月	6月	9月	6月	4月	8月	6月
炭カル0	0	2.9	3.3	2.9	3.3	3.1	3.0	3.2	3.5	15.7	0.9
適時中和	27.2	3.5	3.2	2.9	3.5	4.9*2	4.7	3.6*3	4.4		0.7
1t	100	5.8	3.8	3.3	3.7	3.3	3.0	—	—		0.1
2t	200	5.8	4.8	3.4	3.7	3.3	3.3	—	—	6.1	1.1
3t	300	6.3	5.2	5.2	4.5	4.0	3.7	3.5	3.7	5.0	1.5
4t	400	6.7	5.6	5.7	6.4	5.8	4.7	3.7	3.8	5.0	1.0
5t	500	6.7	6.4	5.6	6.4	6.3	5.3	4.8	4.9	5.0	1.4

\*1.飽和浸出液の電気伝導度ミリモ-/cm  
\*2.1961年10月炭カル89.7kg施用 \*3.1962.9月炭カル11.2kg、総計炭カル114kg/アール

表6・3 - 作物収量の推移

<kg/アール>

	1960夏作大豆	1961夏作甘藷	1961冬作小麦	1962冬作イタリアン	1963冬・夏作クローバー
炭カル0	枯死	0	0.1	0	0
適時中和	枯死	0	43.1	515	433
1t	枯死	0	0.5	—	—
2t	枯死	12.7	2.0	—	—
3t	枯死	17.7	22.6	99	86
4t	枯死	23.7	34.3	513	351
5t	枯死	38.7	36.1	924	778

表6・4 - 強酸性化土壌(石灰0区)のAl, Fe, Mnの消長

<mg/100g soil>

試料	pH	水溶			KCl溶	
		Al	Fe	Mn	Al	Fe
1960.7月 作土*	2.9	60.8	28.5	30.7	68.9	0
1961.6	2.9	33.9	13.7	10.4	91.9	3.2
1962.6	3.1	18.5	6.0	4.8	115.4	7.8
1963.6	3.2	4.4	8.7	1.2	86.6	16.8
1964.6	3.5	1.1	0.8	0.2	112.2	7.7
1964.6 三要素区** 作土下	3.3	37.0	64.8	12.5	103.1	7.0

●註 試料は1964年にまとめて分析したので試料保存中の酸性化もある。  
\*0～12cm \*\*12～22cm



が、ラジノクローバーは夏季生育が良くない。この圃場では表層0～13cmが改良されているが、その下は強酸性であり、夏は干ばつにかかり易いと思われる。

#### 畑作における生育障害

前述の圃場試験の石灰0区土壌を供試して、作物生育障害に関係があると推定される成分の消長を表6・4に示した。初に水溶性のAl、Fe、Mnが急速に増加し、やがて減少する。KCl溶Alは遅れて増加し、これは減少しない。Feはやがて減少する。作土直下の層では(三要素区)1964年6月にも、水溶性、KCl溶各成分ともに多い。一般に酸性土壌の作物生育障害の原因はHイオンによるよりも活性なAl、Mnの過剰、リン酸、Ca、Mg等の不足と言われている。本土壌は表6・4に示すように、Al、Mnは勿論Feの障害もあり、pHも3前後になるので、Hイオンの害も考えられる。水溶酸として表示したものの内容はAlとFeが主成分であり、Y<sub>1</sub>(KCl溶)の内容も同様であるが、これらの多少と作物の収量とは密接な関係が見られた(表6・5)。なお適時中和区は土壌の酸性化2年後に炭カルを施用しているため、同程度に酸性の4t区よりも炭カル施用量は少ない。

#### リン酸の形態と肥効

肥料三要素と堆肥の効果に関する試験の成績を表6・6に示す。特徴は、植木鉢試験、圃場試験ともに酸性硫酸塩土壌では非酸性硫酸塩土壌に比較して無リン酸区の作物生育が極めて不良である。また水稲では見られない(表5・8)畑作に特有の現象である。鉢試験開始4年後の揖屋土壌のリン酸の形態分類を行った。比較のために本庄、農試畑、くろぼく果樹園(新墾地)の土壌も同様に供試した(表6・7)。

土壌中のリン酸は各種の形態で存在するが、作物に最も利用されやすいのはCa型(Caと結合したリン酸)であり、Al型は利用され難く、Fe型は畑ではさらに利用され難いが、水田では良く利用される。その他の形態のリソ酸は水田、畑ともに利用され難い。揖屋原土に存在したCa型、Al型リン酸は、酸性化した無処理区ではFe型に移行して極度に減少したと考えられる(表6・7)。無リン酸区も同様である。三要素区では、リン酸を施肥しているのでCa型は増加しているが、それ以上にFe型が増加している。同じ中海の干拓地でも酸性化しない本庄ではこのような現象は起っていない。酸性硫酸塩土壌ではパイライトの酸化により多量のFeが遊離する。また土壌が強酸性化するのでCa型、Al型リン酸は溶解し、より難溶のFe型に

移行すると考えられる。トルオーグリン酸は畑作におけるリン酸の肥沃度の指標とされているが、表6・7はこのことをよく表している。可酸化性イオウが酸化し土壌が強酸性化すれば、Ca、Al型リン酸からFe型リン酸への移行は水田でも起っているが、水稲作では湛水し還元が進むのでリン酸は解放され水稲に利用される。よって畑作と異なり特にリン酸欠乏が生ずることはない。

#### マンガン

土壌の酸性化によってマンガンが可溶化し溶脱することは既に述べた(表5・7、図5・1)。一方でマンガンは作物に対し過剰及び欠乏による障害を起し易い成分でもある。前述の植木鉢試験からマンガンの分析成績を表6・8に示す。同じ中海の底土である揖屋と本庄を比較すると、酸性硫酸塩土壌である揖屋にその含量が少ない。また酸性化した土壌では熱塩酸可溶マンガンを減少しているが、石灰を多量に施用した区にはその減少が少なく、易還元性マンガンは多い。表5・7にも示した通り強酸性の期間が長ければマンガンの減少は著しい。現在揖屋干拓地では各種の作物が栽培されているが(表7・3その他)、マンガン欠乏或いは過剰の障害は見られていない。今後注意すべき問題である。

表6・5 - イタリアンライグラスの収量と跡地の酸度 (1962)

区名	収量kg/a	pH	水溶酸	Y <sub>1</sub> (KCl溶)
炭カル0	0	3.2	15.8	57.8
3t	99	3.5	10.0	42.5
適時中和*	515	3.6	7.5	31.9
4t	513	3.7	7.5	27.5
4.66t**	719	4.1	2.5	11.6
5t	925	4.6	tr	3.8

\*炭カル施用量は1.14t

\*\*同時に実施した肥料試験の三要素区、4.66tを初めに施用した。

表6・7 - 土壌の酸性化とリン酸の形態 <P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>mg/100gsoil, 1962.6月>

試料	pH	全リン酸	有機態リン酸	無機態リン酸	無機態リン酸				トルオーグリン酸	
					Ca型	Al型	Fe型	難溶型		
揖屋	原土	7.7	80	10	70	13	14	2	41	18
	無処理	3.8	87	16	71	2	0.5	23	45	1
	無リン酸	4.5	87	20	67	2	5	21	39	2
	三要素	4.8	275	25	250	24	69	92	65	24
本庄	原土	7.8	112	12	100	11	24	7	58	11
	無リン酸	5.9	121	23	99	5	12	9	73	5
	三要素	7.5	243	22	221	37	75	29	80	45
	農試畑	5.8	314	89	225	20	75	28	102	21
くろぼく	4.3	502	146	355	3	12	7	333	1	

●注 無処理は、可酸化性イオウの酸化は起ったが、石灰、肥料等施用していない。トルオーグリン酸とはpH3.0硫酸緩衝液可溶。

表6・6 - 畑作三要素試験収量指数

処理	ポット試験				圃場試験(島田干拓地)	
	小麦		大豆		小麦	イタリアン
	揖屋	本庄	揖屋	本庄		
無肥料	7	24	33	56	9	7
無窒素	27	25	85	81	14	11
無リン酸	9	69	39	75	5	33
無カリ	72	105	75	96	93	72
三要素	100	100	100	100	100	100
三要素堆肥	124	113	135	111	115	116

●注 揖屋、島田は酸性硫酸塩土壌。本庄は中海の底土であるが可酸化性イオウを含まない。

表6・8 - 土壌酸性化とマンガンの形態 <MnOppm, 1962.6月>

試料	pH	熱塩酸溶Mn	易還元性Mn	水溶性Mn	
揖屋	原土	7.7	550	14.2	0.04
	無リン酸	4.5	344	4.8	tr
	三要素	4.8	336	5.2	tr
	無石灰	4.4	336	4.2	tr
	石灰多	5.7	404	24.7	tr
本庄	原土	7.8	3600	86	7.4
	無リン酸	5.9	3850	750	37.2
	三要素	7.5	4000	780	0.2



干陸初期の土壌管理と熟化

前述の島田干拓地の畑作試験地では、1959年に埋立完了、翌1960年に畑作を開始、60年夏作、61年夏作は生育甚しく不良、61年冬作に初めて一般の畑地なみの生育をした。干拓初期の問題点は、可酸化性イオウが栽培期間中に酸化して土壌が強酸性化すること、塩分を含有し塩害があること、物理性不良がこれを助長する等である。そこでこの対策として、隣接地に1961年夏に圃場を設け、8月から11月まで月1回ロータリー型耕耘機で耕耘し、翌年まで放置し、5月に必要量の炭カルを施用して青刈トウモロコシを栽培した。耕耘と放置の期間に土塊は細くなり、可酸化性イオウの酸化は進み、未耕地の0~1.5cmが3.1mgS/g、1.5~10cmが6.2mgS/g、に対し、処理区は0~13cmが2.3mgS/gとなった。トウモロコシは最高746kg/アールと第一作から良い生育をした。しかし改良されたのは作土13cmまでで、その下は強酸性、35cm以下はヘドロ状である。トウモロコシ、イタリアンなどは良い生育をするが、夏期は干ばつにかり易く、深根性の作物の栽培は不可能であり、また大型機械の使用も困難である。畑作開始2年後の44年4月は、作土下の可酸化性イオウの酸化が多少進んだとはいえ、なお38cm以下はヘドロ状で熟化の進行は遅い。強粘質の干拓地の熟化は、いかにしてより深く土壌を乾燥させるかが基本である。土壌の乾燥は表面から起る。表面が乾くと収縮して多角形の割目が出来、これが深くなって柱状の構造

が出来る。さらに塊状、小塊状、細粒状と変化する。ヘドロ状の下層土は透水性は極めて不良であるので、降雨は割目に沿って横に流れる。これらの過程で土塊の表面に析出した塩分は雨で流され、乾燥、凍結、融解のくりかえしによって、土塊は小さくなり、可酸化性イオウの酸化、生成した硫酸の雨による流亡が起る。できるだけ密に素掘りの明渠を設け、表面水を除くことが大切である。また作付開始も急いでではない。耕耘、整地、播種、収穫など農作業は、割目を埋めて下層土の乾燥をおくらせる。従って熟化のためには農家が行なう耕種的な手段の前の、作付開始前の農業土木的な工事が十分に出来ていなくてはならない。その中心はヘドロの乾燥のための排水工事である。土壌が深くまで乾燥すれば大型機械を使用して、より深く石灰その他改良資材を混和することが可能となり、肥沃度を高めることが出来る。

揖屋干拓地における熟化及びヨシの効果  
 揖屋干拓地では、前記の島田干拓地に比較すると排水工事に相当な考慮がはらわれている。工事はまづ干陸前にマイクロポンプ船によって水中での排水路の掘削から始まった。干陸後、泥上車等の接地圧の低い機械によって排水溝の掘削を密に行って圃場の乾燥を促進する。次いで排水路方向に自然勾配をつけ整地する。再び排水溝を掘削し、土壌が十分乾燥し割目が出来た時点で暗渠排水を施工する。暗渠の長さは100m、間隔は10m、暗渠と直角に補助暗渠としてやはり10m間隔にモミガラ暗渠を施工する。

揖屋干拓地は1975年に干陸、その後10年経過してほぼこれら工事を終ろうとしている。

1977年から2haの調査圃場が設けられ、各種の調査、栽培試験が行なわれている。圃場の周辺及び中央部に幅2~3mの素掘明渠を施工し、暗渠は他の一般の圃場よりは早く1977年に設けられ、その間隔・深さ等は一般圃場と同様である。

表7・1aは、1977年の営農基準圃設置前の土壌断面と分析値、表7・1b~eは、1979年と1985年の、作付地とヨシ自生地の土壌断面及び分析成績の一部である(島根県農試、山根、古山)。この表では、土壌の熟化を端的に示す項目を取りあげた。ち密度(山中式硬度計)は、ヘドロの乾燥の程度を、可酸化性Sは土壌の酸化の程度をそのまま示すものであり、その他土色、構造、pH、CI等も熟化と関係が深い。

表7・1aにみるように、1977年には7cmまで乾燥して、それ以下はち密度8ときわめてやわらかかった。そして2年後の1979年には、37cmまでち密度14となりかなり乾燥した(表7・1b)。これに対し、同年の作付していないヨシ自生地では、60cmまでがち密度18となり、深くまで乾燥した(表7・1c)。また可酸化性イオウも、作付地では、20cmまでは0.6mgと殆んど消失したが、それ以下は5mgとなお存在している。他方、ヨシ自生地では、20cmまで0.4mg、42cmまで1.8mgと顕著に減少した。

表7・2は、作付地とヨシ自生地の三相分布であるが、20~40cmの層で、ヨシ自生地では、液

表7・2 - 作付地とヨシ自生地における三相分布

<山根、古山>

層位	深さ <cm>	仮比重	三相分布 <%>			粗孔隙 <%>	
			固相	液相	気相		
作付地	1	0-20	1.00	38.1	34.6	30.3	17.9
	2	20-40	0.96	36.0	60.2	3.9	2.6
	3	40-60	0.76	27.8	69.4	2.9	2.0
ヨシ 自生地	1	0-23	1.03	43.4	32.1	24.5	13.1
	2	23-42	1.04	44.8	33.0	22.2	10.6
	3	42-55	1.00	43.5	63.5	3.0	—

(1979年、干陸後4年)

表7・3 - 揖屋干拓地営農実証圃の作物収量の推移

<単位kg/アール>

作物	目標収量	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984
ビール麦	45	9	37	34	32	37	50	31	
カンショ	200		176	357	286	276	262	222	232
ダイコン	500				秋510	夏267	秋566	夏281	秋1,037
タマネギ	400	80	257	455	125	586	391	363	
キャベツ	500	149	322	349	531	426	869	—	308
カボチャ	150		117	118	88	166	145	230	254
スイカ	400		480	405	—	461	521	326	325
ソルゴー	700		438	519	585	1,110	1,188	903	493
イタリアンライグラス	600	576	704	609	741	783			
混播収草	600			608	586	621	620	870	

(島根県農林水産部耕地第二課園営事業営農推進室、松江農業改良普及所、島根農試開発技術課)



相，気相が0～20cmと同程度までになり，作付地の同層位に比較して非常によく乾燥していることがわかる．ヘドロの乾燥にはヨシの効果が大いといわれているが，この表はそのことを明確に示している．さらに，1985年の作付地，ヨシ自生地の成績（表7・1d，e）をみると，作付地もかなり下層土まで乾燥しているが，ヨシ自生地では75cmまでがち密度17と非常によく乾燥している．

この営農基準圏の作物収量の推移を表7・3にあげた．1977年は生育甚しく不良であるが，これは主として酸性障害による．土壌断面からみても，作付するのは無理で，また，さきに述べたように作付はむしろ熟畑化を遅くする．では，どの時点で作付を開始すべきかとなると，これはいちがいには決め難い問題であるが，1985年のヨシ自生地のようであれば，これは一般の畑作には十分であろう．なお基準圏の収量は徐々に良くなり，1982年までに表7・3にあげた作物は，すべて目標収量を上まわった．

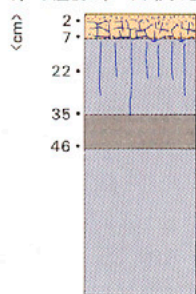
#### 今後の問題

試験圃場の作物収量は年々向上し，最近では一般既耕地に劣らぬ収量が得られるようになった．しかし一方では，排水が徐々に不良になってきつつある．これには，大型機械による作業によって土壌の孔隙が埋められる，地盤の不等沈下或いはもみがらの腐朽等により暗渠の能力が低下するなどの原因が考えられる．この対策として試験圃場では，1985年夏に再び暗渠が施工された．また，一般的にこのような重粘な土壌において，本暗渠，補助暗渠ともに間隔10mというのは，本来疎に過ぎるのではないか．特に気温の低い晩秋から春にかけて雨量の多い日本海側の気象条件では，土壌の過水分状態での農作業も止むを得ないことがしばしばで，土壌物理性は不良となり易い．更に密に，例えば5m間隔に暗渠を施工することが望まれる．今後は，一般の重粘な畑地として肥沃度向上のための対策が必要である．

表7・1 - 揖屋干拓地における干拓初期の土壌断面構造等の推移

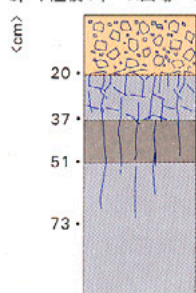
<高根農試 山根，古山，村上>

a. 干陸後2年 圃場予定地 1977年5月



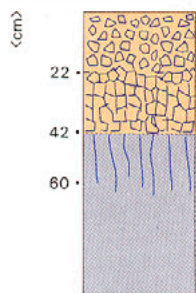
深さ	土性	土色	構造	ち密度	pH	可酸化性S	Cl
0-2cm	LiC	灰褐	細粒状	7	2.6	1.4mg/g	0.06%
2-7	LiC	灰褐	塊状	20			
7-22	SiC	青灰	柱状	8	5.4	5.8	0.55
22-35	SiC	青灰	柱状	6	8.8	6.6	3.53
35-46	SiC	黒	連結状(ヘドロ状)	3	8.9	7.1	5.71
46-	SiC	青灰	連結状(ヘドロ状)	3	8.5	12.9	7.04

b. 干陸後4年 A圃場 1979年7月



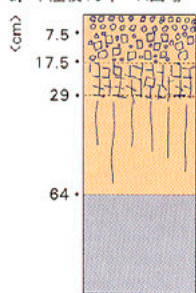
深さ	土性	土色	構造	ち密度	pH	可酸化性S	Cl
0-20cm	LiC	灰	細塊-塊状	14	6.9	0.6mg/g	0.13%
20-37	SiC	青灰	塊状	14	3.4	5.0	1.70
37-51	SiC	黒	柱状	8	6.0	7.0	5.40
51-73	SiC	青灰	連結状	8	6.4	13.8	6.51
73-	SiC	青灰	連結状	7	-	-	-

c. 干陸後4年 ヨシ自生地 1979年7月



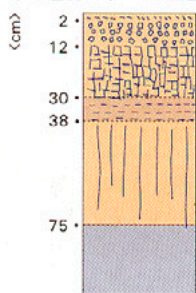
深さ	土性	土色	構造	ち密度	pH	可酸化性S	Cl
0-22cm	LiC	灰	塊状	16	3.6	0.4mg/g	0.22%
22-42	SiC	灰	塊状	16	4.0	1.8	1.13
42-60	SiC	青灰	柱状	18	3.3	4.0	1.92
60-	SiC	青灰	連結状	10	6.5	13.8	4.62

d. 干陸後10年 A圃場 1985年5月



深さ	土性	土色	構造	ち密度	pH	可酸化性S	Cl
0-7.5cm	LiC	灰	塊状	-	7.6	0.6mg/g	0.02%
7.5-17.5	LiC	灰	細塊状-塊状	10	7.7	0.6	0.01
17.5-29	LiC	灰褐	塊状	17	4.5	0.4	0.03
29-64	LiC	灰	柱状	15	4.1	12.0	1.02
64-	LiC	青灰	連結状	7	8.3	21.1	4.66

e. 干陸後10年 ヨシ自生地 1985年5月



深さ	土性	土色	構造	ち密度	pH	可酸化性S	Cl
0-2cm*	LiC	灰	粒状	-	4.4	0.8mg/g	0.02%
2-12	LiC	灰	細塊状	7	4.0	0.3	0.02
12-30	LiC	灰	塊状	15	3.4	0.5	0.01
30-38	SL	黄褐	単粒状	15	3.5	0.3	0.01
38-75	LiC	灰	柱状	17	4.3	9.0	0.54
75-	LiC	青灰	連結状	9	8.2	14.1	4.55

※この上に3-5cmのヨシの遺体あり。



# 大規模造成農地

東北地方の新第三系を中心に

佐々木信夫 = 岩手県立農業短期大学校助教授

近年の農用地開発は、土木機械力の強大化にと  
もない、従来人為的に土壌としてはほとんど利  
用されなかった比較的堅い新第三系堆積岩をも  
直接破碎し、農耕地として利用するようになって  
きた。そのため、土壌の母材としての新第三  
系堆積岩の特性が、直接的に造成農耕地の土  
壌の性格に反映されてくるようになった。

この結果、日本国内の大規模農地開発において、  
各処で、この新第三系堆積岩碎屑土壌の酸性硫  
酸塩土壌化の問題が発生し始めた。東北地域で  
は、岩手地方で1969年に、新第三系中新統下黒  
沢層破碎の造成水田土壌でこの問題が初めて起  
き、その後大規模造成畑、同草地に局所的に発  
生し、ダム開発道路や林地開発の法面草生化、  
宅地開発の周縁緑化などで問題がおきた。また、  
日本海側では秋田地方で中新統女川層を母材と  
する大規模農地開発において同様の問題がおき  
た。このように、開発がすすむにつれてこの問  
題は、次第に広がる様相を呈している。ここで  
は、東北地方とくに岩手地方の大規模造成農地  
のうち、新第三系堆積岩碎屑土壌に由来する酸  
性硫酸塩土壌について述べる。

新第三系岩碎屑土壌の強酸性の原因物質  
酸性硫酸塩土壌の酸性の主因をなす硫酸は、母  
材中の硫黄の酸化によることが知られており、

その硫黄の存在形態として硫化鉱物が考えられ  
るので、それを検索した。新第三系堆積岩の岩  
石プレパラートを作成し顕鏡した結果、反射光  
で黄銅色を呈し、偏光ニコルによっても干渉色  
を示さない特徴によりパイライトの存在が認め  
られた。

さらに粉末X線回析の結果、石英・斜長石・ク  
ロライトの顕著なピークに併存して1.64, 2.71  
のd値の外、1.45, 1.50, 1.92, 2.42 の明  
らかなパイライトの特性が示され、パイライト  
の存在が確認された(図1)。なお、同質  
二像鉱物のマルカサイトの特性X線のピークは  
示されず、その存在は認められない。これによ  
り、新第三系堆積岩中の硫黄化合物の主な存在  
形態は、パイライト(黄鉄鉱, FeS<sub>2</sub>)であるこ  
とが確認された。

新第三系岩の硫黄含量と酸性度  
酸性硫酸塩土壌の主因は、硫黄含量と酸性の程  
度にあるので、大規模造成農地の新第三系岩碎  
屑土壌に直接的に影響する母岩、すなわち母材  
について硫黄含量と酸性の程度を中心に検討し  
た。岩手地方に分布する新第三系の主要な地層  
について、母岩を採取し、風乾後粉碎し、土壌  
と同一条件になるように、2mm篩にて篩別し  
細土として分析に供した。分析法は、低湿干拓

地の土壌の場合とほぼ同様であるが、土壌の同  
一処理液でpHと硫黄含量を測定できるよう一  
部改変した。しかし、相互の比較には特に支障  
はないので、その詳細は省略し、測定結果を表  
1に示す。

国際土壌分類により、酸性硫酸塩土壌の強酸性  
の領域をpH3.5以下とすると、この調査の範囲  
では、新第三系鮮新統では、油島層・有賀層・  
金沢層・本畑層が、また中新統では黒沢層・下  
黒沢層・小志戸前沢層・鈴鴨川層・矢櫃層・門  
の沢層に、酸性硫酸塩土壌になりうる母材が存  
在することが知られる(図2参照)。

とくに新第三系岩のこのような性質をもつ母材  
は、硫黄含量が極めて高く、過酸化水素酸化後  
のpHが2.0付近と極強酸性を示すのが特異的  
である。また、新第三系は一般に厚い層厚をも  
つが、そのほぼ全層に亘って強酸性を示す場合  
と、層厚の狭い範囲に硫黄が高濃度にあり、強  
酸性を呈する場合とがある(表2)。これは、  
地史的地域的な堆積環境および堆積様相が異な  
ることによるものであろう。

酸性要因と酸性硫酸塩土壌化との関係  
このように、種々の要因によって強酸性発現の  
様相が少しく変動するのであるが、王水可溶  
硫黄含量が300~400mg%程度では、H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>-pH

図1 - 新第三系堆積岩のX線回析によるパイ  
ライトの特性X線図(下黒沢層 細砂岩)

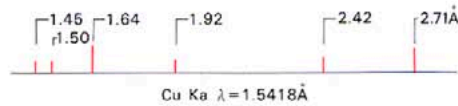


図2 - 酸性硫酸塩土壌の素因をもつ新第三系の  
地層の分布(岩手地方)

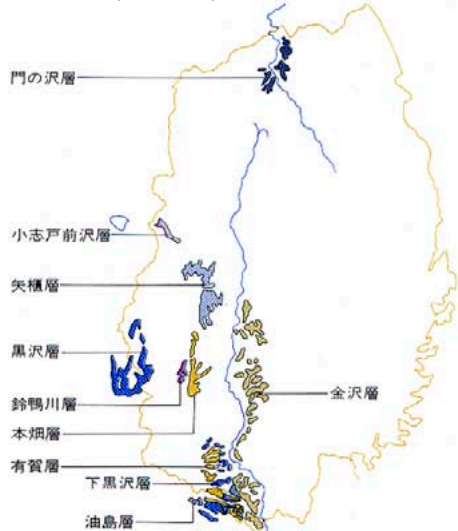


表1 - 新第三系の硫黄含量と酸性度

試料名				pH			S				全塩基	
地層	岩質	調査地点 (岩手県)	H <sub>2</sub> O -pH	KCl -pH	H <sub>2</sub> O <sub>2</sub> -pH	王水可 溶-S mg %	H <sub>2</sub> O <sub>2</sub> -S mg %	可酸化 性-S mg %	易酸化 性-S mg %	CaO mg %	MgO mg %	
更新統	芳沢層	頁岩	湯田町白木野	6.80	4.80	7.57	48	25	42	22	243	251
鮮新統	油島層	頁岩	花泉町油島	2.70	2.55	2.08	1,803	1,585	1,346	1,128	310	943
	有賀層	泥岩	花泉町油島	2.75	2.59	2.00	1,892	1,719	1,281	1,108	138	365
	金沢層	細砂岩	花泉町金沢	2.70	2.50	2.36	1,572	1,569	955	952	251	684
	本畑層	頁岩	和賀町本畑	5.27	4.40	3.35	443	337	300	194	116	570
	真滝層	泥岩	江刺市六百刈田	5.72	4.90	4.27	170	35	170	35	215	1,057
	大平層	頁岩	衣川村大平	6.20	4.80	7.27	56	47	53	44	120	213
	下斗米層	凝灰質頁岩	二戸市落合	7.20	7.06	6.78	357	329	357	329	1,114	956
新第三系	黒沢層	泥岩	湯田町黒沢	3.40	3.04	2.56	610	524	220	134	176	540
	下黒沢層	細砂岩	花泉町上油田	2.90	2.72	2.20	944	868	684	608	527	843
	小志戸前沢層	細砂岩	磐石町御明神	3.48	3.20	2.36	676	551	506	381	729	372
	鈴鴨川層	凝灰岩	和賀町岩崎	5.23	4.50	2.68	556	508	541	493	247	357
	門の沢層	泥岩	二戸市門の沢	7.80	7.06	2.90	1,903	1,335	1,883	1,315	890	851
	矢櫃層	頁岩	花巻市湯口大沢	5.90	5.00	2.62	486	167	473	154	280	547
	鮮沢層	細砂岩	和賀町岩崎	4.90	4.40	3.93	157	43	157	43	112	380
	瑞山層	砂岩	一関市瑞山	7.48	6.70	4.08	390	317	390	317	337	175
	巖美層	凝灰岩	一関市山谷	7.40	6.13	4.68	240	205	223	188	196	190
	荒屋層	凝灰岩	安代町荒屋	8.10	6.90	7.22	116	32	116	32	1,457	859
中新統	田山層	頁岩	安代町田山	7.18	7.05	6.65	143	110	143	110	456	281
	末の松山層	凝灰岩	二戸市下斗米	6.93	6.30	7.62	18	10	18	10	1,863	1,505
	四つ役層	頁岩	二戸市四つ役	7.33	6.90	8.10	82	47	59	34	789	1,079
	新生界	性礫石 堆積岩	頁岩 頁岩	CLARKE WINGRADOV			312 300					
古生界	土壌					85						

●注1 全塩基: CaO, MgOは王水可溶。 ●注2 地層名は東北大学地質学教室による新地層名に準拠。



3.5以下のものもあれば、それ以上のものもある。その値が400mg%以上になると、ほとんどすべての堆積岩がH<sub>2</sub>O<sub>2</sub>-pH3.5以下を示すようになる。したがって、塩基含量が中～少の領域においては、王水可溶硫黄をおよそ400mg%以上(SO<sub>3</sub>として1,000mg%以上)含むものが、酸性硫酸塩土壌になりうる母材といえよう(表3)。

酸性硫酸塩土壌化を示す新第三系の特性  
新第三系鮮新統

油島層堆積岩 下層の灰緑砂岩 青灰色細砂岩ないし青灰色頁岩が、風乾しただけでH<sub>2</sub>O-pH3.5以下の強酸性を呈し、下層ほどその強度が大であることが特異的である。王水可溶-S 1,500～1,800mg%で、可酸化性-S 1,100～1,300mg%と極めて高い含量を示し、過酸化水素で酸化後のpHは、H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>-pH2.3～2.1の強酸性を示している。本層は地表に露頭をなしており、大規模草地造成や水田の区画拡大、道路掘削法面草生化などにしばしば強酸性による障害を及ぼしている。

有賀層堆積岩 凝灰質砂岩や砂質シルト岩の互層が主であるが、下層に約1m巾の泥岩の層をはさみ、この部位が王水可溶-S 1,900mg%程度と大量の硫黄を含み、過酸化水素で

酸化したのちのpHは、最強のH<sub>2</sub>O<sub>2</sub>-pH2.0を示した。このように地層の狭い範囲に多量の硫黄をふくみ、強酸性化することが特異的であり、谷あい水田の区画拡大、道路開削の法面等に強酸性のための障害を及ぼした。

金沢層堆積岩 凝灰質砂岩ないし凝灰質細砂岩からなり、細砂岩の層が王水可溶性S-1,570mg%と多量の硫黄を含み、H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>-pHで2.4を示し、強酸性化する特性を有する。台地および丘陵地斜面の水田の区画拡大および道路開削法面、宅地造成の周縁緑化等に強酸性による障害をおよぼしている。

本畑層堆積岩 礫質砂土・凝灰質砂岩・青灰色頁岩等から成るが、青灰色頁岩の部位に王水可溶-S 440mg%ぐらい含み、H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>-pHで3.4を示し、前3者ほどは強度が強くないが、やはり酸性硫酸塩土壌になりうる特性をもっている。ダム建設による付帯道路工事の法面草生化に強酸性の障害を及ぼした。

新第三系中新統

黒沢層堆積岩 凝灰質シルト岩・青灰色泥岩よりなり、泥岩の部位で王水可溶-S 600mg%程度含み、H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>-pH-2.6を示し、塩基とくに

石灰含量が少ないため、強酸性化し易いようである。

下黒沢層堆積岩 灰緑青色細砂岩～青灰色凝灰質砂岩より成るが、細砂岩ないし頁岩質の層位で主水可溶-S 900mg%以上含み、石灰および苦土等の塩基含量が比較的高いにもかかわらず、過酸化水素酸化後のpHが2.2の極めて強い酸性を示すことが特異的である。岩手県南部の花泉町上油田地区の水田の構造改善において、区画拡大のため谷底平野周縁の丘陵を掘削拡大したところ、翌年の移植水稻がほとんど枯死してしまう激甚な障害が発生したのは、この地層に由来する土壌である。

門の沢層堆積岩 灰緑青色細砂岩・凝灰岩より成り、泥岩をはさんでいる。この泥岩の層は王水可溶-S 1,900mg%と多量の硫黄を含み、石灰および苦土等の塩基含量も高く、風乾細土のKCl-pHは7.1と中性を示すが、過酸化水素で酸化すると易酸化性-S 1,300mg%以上と大量で、H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>-pH2.9の極強酸性を呈してくるのが特異的である。この地層は岩手地方北部に分布し、この地域で酸性硫酸塩土壌化の特性をもつ数少ない地層である。

小志戸前沢層堆積岩 主として暗灰色細砂岩よりなり、主水可溶-S 670mg%程度含み、碎

表2 - 層位による新第三系岩の硫黄含量と酸性度

地層	場所	層厚 m	岩質	pH		S				Cl mg %	
				KCl pH	H <sub>2</sub> O <sub>2</sub> pH	王水可 溶-S mg %	H <sub>2</sub> O <sub>2</sub> -S mg %	可酸化 性-S mg %	易酸化 性-S mg %		水溶性 -Cl mg %
新第三系鮮新統	金沢層	花泉町	～2.5	砂岩	4.40	4.22	69	23	46	23	
		金沢	～4.2	細砂岩	2.50	2.36	1,572	1,569	955	952	33
		<	粗砂岩	4.95	4.50	74	8	66	8		
	油島層	花泉町	～6.4	褐色土	4.35	4.02	23	tr	23	0	
		蟹島	～13.0	灰緑砂岩	3.51	3.03	357	334	354	331	
		<	灰色細砂岩	2.70	2.30	1,534	1,335	1,116	961		
		<	青灰頁岩	2.55	2.08	1,803	1,585	1,346	1,128	6	
	有賀層	花泉町	～1.8	L	4.82						
		小山沢	～2.7	SL	4.65						
		～4.3	S	4.33	3.87	33	4	33	4		
～6.3		S	6.36								
～7.8		CL	4.02								
～9.0	泥岩	2.59	2.00	1,892	1,719	1,261	1,108	44			
中新統	下黒沢層	一関市	～2.0	火山性岩	5.18	5.68	7	7	7	7	
		下黒沢	～4.0	細砂岩	7.10	6.20	320	294	320	294	
		～5.8	頁岩	3.29	2.77	830	601	730	501		
		～7.1	細砂岩	3.33	3.04	532	344	519	331	15	
		<	砂岩	6.80	6.85	284	267	284	267		

表3 - 新第三系堆積岩の硫黄含量と酸性度(主領域)および酸性硫酸塩土壌との関係

項目	領域関係								
	80	200	300	400	600	800	1,000	mg	
S	王水可溶-S mg/100g	>80	80<	200<	300<	400<	600<	800<	1,000<
pH	H <sub>2</sub> O <sub>2</sub> 処理後 pH(主領域)	-5.5-	-5.0-	-4.5-	-4.0-	-3.5-	-3.0-	-2.5-	-2.0-
堆積岩	新第三系	一般の堆積岩				酸性硫酸塩土壌になりうる堆積岩			
土壌		一般の土壌	酸性土壌			共存域			酸性硫酸塩土壌
堆積岩	新第三系	鮮新統			本畑層			油島層	
		中新統	鈴鴨川層	黒沢層	下黒沢層	門の沢層	有賀層	金沢層	

●注 塩基含量との相対関係であるので、塩基の含量が少ない領域において、これらの“領域関係”が成り立つ。



屑風乾によって、すでにKCl-pH3.5以下を示してくる。過酸化水素で酸化するとH<sub>2</sub>O<sub>2</sub>-pH2.4と極強酸性を呈する。

<sup>すずかもがわ</sup>鈴鴨川層堆積岩 下層に礫岩層がありその上に凝灰質細砂岩層がのるが、この上層で王水可溶-S 550mg%程度含み、その大部分の490mg%程度が易酸化性-Sである。碎屑風乾によってKCl-pH4.5を示すが、過酸化水素による酸化処理によりH<sub>2</sub>O<sub>2</sub>-pH2.7の極強酸性を示してくる。

<sup>やびつ</sup>矢櫃層堆積岩 凝灰岩、凝灰質頁岩より成り、頁岩の部位で王水可溶-S 480mg%程度含み、風乾細土はKCl-pH5.0であるが、過酸化水素による酸化処理によりH<sub>2</sub>O<sub>2</sub>-pH2.6の極強酸性を示してくる。

以上述べたように、新第三系はそれぞれの地層、堆積部位等によって強酸性化の様相が異なるが、粗粒質の砂岩質のものに比し、概して細粒質の泥岩・頁岩質のものが強酸性化する。層位別みると、中新統では、概して酸性硫酸塩土壌化の素因をもつ地層の層厚が大であるが、鮮新統では、層厚の狭い範囲に高濃度の硫黄が介在し強酸性を呈するという傾向がうかがわれる。また、酸性度は塩基含量と反対の関係にあるので、硫黄含量が割合に低くとも塩基含量が相対的に少ない場合には、比較的強い酸性を示すことがある。

#### 重金属類の含量

新第三系の岩石の碎屑土壌は、新鮮な母材の含

有成分が直接農業生産に関与してくるので、重金属類の有害成分の検討は必須である。もし重金属類のうちのある成分が高濃度に検出されることがあれば、たとえその強酸性を改良しえても農耕地土壌として供用することは不可になるからである。新第三系の堆積岩はその成因上、ある種の鉱物が生成されていたり、鉱床・鉱脈を胚胎していたりすることがあり、とくに硫化物を高濃度に集積している地層には、重金属類が富化しているとがあるので、その検討が必要である。ここでは農業上および環境保全上とくに問題とされるCu・Zn・Cd・Pb並びにAsについて検討したが、上記の諸成分については、一般の耕地土壌に比し含有量において多い少いはあったが、農業公害の規準値を超えるものは、この調査の範囲の地層では無かった。これを各元素別にみると、Cuは一般的に耕地土壌より低含有量で、Pbも同等かやや低く、Cdも2,3の例外はあるがやや低い含量である。Znは強酸性硫酸塩土壌の素因をもつ地層の母材において高濃度であり、硫黄含量が少なく弱酸性～中性の母岩においては耕地土壌なみの低含量であるが、しかしその高濃度領域でも特に問題となる濃度ではない。Asは酸性の強い母岩において一般に含量が高い傾向が認められるが、その高濃度領域においても農用地土壌限界濃度の規準値を何れも下廻り、とくに問題はない。以上のように、本調査域の新第三系堆積岩の碎屑物は、重金属等の含有度においては、農耕地土壌として利用する場合、支障の無い母材であるといえる。

#### 強酸性の改良法

酸性硫酸塩土壌の改良には、灌漑用水が豊富であれば除塩して塩分・酸類を流去してから中和改良することが適切であることはよく知られていることである。しかし、岩手地方で最初に問題がおきた花泉町上油田地区は、溜池用水地帯で灌漑水に乏しく、十分な除塩用本が得られず、またブルドーザー工事で下層土が密に転圧されており透水性が小さく、除塩が極めて困難であったので、石灰中和法のみで酸性を改良する方法を検討し、実用化した。

その基本は、石灰による緩衝曲線法であるが、未酸化の原土壌そのままでは中和石灰量は多くはないが、過酸化水素処理により、易参加性硫黄の酸化をすすめ硫酸の生成を促進増大させた後、水酸化カルシウム微粉末を段階的に加え、

24時間放置後3時間振盪し、大気と平衡になるように通気した後、ガラス電極法にてpHを測定し、えられた緩衝曲線からpH6.0の中和石灰量を求めるようにする(図3)。

ここで石灰の種類についてみると、水酸化カルシウム(消石灰)の方は、土壌pHがアルカリ側にまで上昇するので、過大施用や局部的過用のとき危険なこと、および実際の圃場施用では硫酸と反応して硫酸カルシウム水和物の塊状固形物を生じて土壌の物理性を悪化するなどの短所がある。それに対し炭酸カルシウムは、土壌pHがアルカリ側にほとんど傾かず局部過用の危険が少なく、また圃場施用でも全く固形物を生じないので、酸性硫酸塩土壌の改良資材として好適である。ただし、初めから炭酸カルシウムでは変曲点が不明確で中和石灰量が求めにくい。

これらのことから、酸性硫酸塩土壌の強酸性の中和改良には、過酸化水素酸化 水酸化カルシウム粉末添加緩衝曲線法により中和石灰量を求め、実施する中和石灰は

$$\text{CaCO}_3/\text{Ca}(\text{OH})_2 = 1.35$$

であるから、1.35倍して炭酸カルシウム肥料で施用するのである。

なお、実際の圃場では土量を考慮に入れる必要があるが、新第三系堆積岩の碎屑土壌の湿土の仮比重は1.0~1.3であり、強酸性の改良には表土20cm深程度の土層を改良する必要があるので、これらから、土壌量は10a当り200~260tonになる。

いま、緩衝曲線から土壌pHを6.0に中和するに要する石灰量は、炭酸カルシウム換算量で2.0g/100gであれば、炭酸カルシウム肥料の所要量は4,000~5,200kg/10aとなる。

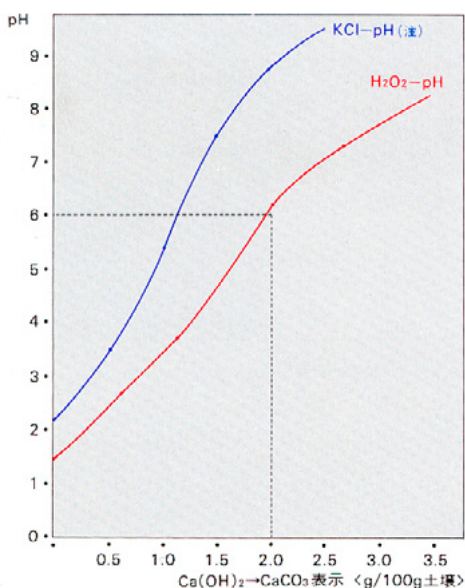
#### 現地における強酸性の改良の実証

上述の酸性中和改良法を適用して、岩手県花泉町上油田構造改善地区の現地圃場において、土壌改良用の炭酸石灰を等差級数的施用段階をもうけて5,000kg/10aまで施用し、水田(成苗移植水稻, 1971~1973年)および畑(禾本科 くさもちし青刈り, 荳科 実取大豆, 1972~1973年)について実証試験を行なった。炭酸石灰をそれぞれ施用した後作土とよく混和し、さらに所定量の施肥をし、水田は代かきをし、畑はそのままで土壌のpHを所定時毎に測定した。

#### 水田

水田では、原土はpH(KCl, 以下KClを略す)

図3- 水酸化カルシウムによる緩衝曲線



●注 H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>無処理



2.6で、炭酸石灰500kg/10<sup>a</sup>（以下10<sup>a</sup>を略す）ではpH4.2前後を示しまだ余り改良されず、炭酸石灰2,000kg施用でpH6.0をこえる。しかし、時日の経過とともに石灰少施用区ではpHが再び酸性化する傾向が認められる。1作後の跡地では炭酸石灰500kg区ではpH3.1、同じく1,000kg区でpH4.1程度に酸性側に戻っており、炭酸石灰3,000kg以上でようやくpH6.0以上を持続する傾向が認められる（表5）。しかし、2作後にはさらにpHが低下し、炭酸石灰1,000kg区まではpH3.6と水稻の枯死するpHまで酸性化しており、3カ年持続して中和効果を維持したのは炭酸石灰4,000kg、またはそれ以上の石灰施用の条件下においてである。このような土壤の状態のもとにおいて水稻の生育は、原土区では水稻は数日で萎凋し次第に褐変して枯死していった。この激甚な水稻の枯死現象は、原土区においては3カ年とも発現している。これに対し、土壤改良資材の炭酸石灰の多用によって土壤pHが中和改善されるにしたがい次第に水稻の生育が良くなり、収量性は向上し、炭酸石灰3,000kgより多い施用の場合は高収を示している。そして最高収量は炭酸石灰4,000kg区でえられ、3カ年とも同じ結果が示されている。これは、実験上から過酸化水素酸化水酸化カルシウム粉末添加緩衝曲線法で求めた中和石灰量が炭酸石灰4,000kgであるので、本法によ

て酸性硫酸塩土壤の酸性改良の中和石灰量を求めることは、実際の稲作収量水準においても高収がえられ、実用的に有効であることが実証されたわけである。また、無硫酸根肥料（+炭酸石灰3,000kg）区は、年次間の収量の変動が少なく、いずれも高い収量がえられている。さらに堆肥の施用は、経年とともに新第三系堆積岩の碎屑された鉍質土壤のいわゆる土壌化作用を促進する。作土の土色はGY系からYR系に変移し、固結性が小さくなり、腐植が徐々に富化し、次第に肥沃度が改善され、3年後には最高の玄米収量の615kgの多収をあげてきている。したがって、このような硫黄化合物の多い土壤でも熟田化には、適量の堆肥の施用の効果が大きいようである。

畑  
畑土壌については、水田と同様な中和石灰量施用段階を設けて炭酸石灰を施用したが、代かきが行なわれないので水田より中和反応が緩慢で、炭酸石灰3,000kg以上の施用で、ようやく土壌pHが6.0に達する（表5）。播種された禾本科および豆科のそれぞれの種子は、原土区においてはいずれも発芽不能か、発芽しても間もなく枯死し地上には出芽せず、施用石灰少量領域では何れも初期の障害が著しい。炭酸石灰3,000kg以上でようやく出芽初期生育が良くなり、炭酸石灰4,000kg以上で生育が旺盛となり、炭酸石灰5,000kg区でいずれも最高収量がえられている。とくに実取大豆において

は炭酸石灰5,000kg施用まで収量性が向上する傾向が著しい。これらのことから畑作物については、作物の種類によって耐酸性の強弱の程度が異なることと、水田のような代かきを伴わないために中和反応が緩慢であることなどにより、概して先に求めた石灰必要量よりやや多い量（2割増程度）の石灰施用が必要であることが知られる。このように、新第三系堆積岩に由来する酸性硫酸塩土壤の強酸性の改良には、過酸化水素酸化水酸化カルシウム粉末添加緩衝曲線法によって求める中和石灰量算出法が、土壌的にも作物生育上からも、きわめて合理的な方法であることが実証されたのである。

おわりに  
近年の大規模農用地の開発造成は、重土木機械の発達により、従来堅硬であり農耕地に利用されなかった新第三系堆積岩を破砕し、耕地土壌として利用するようになってきたが、それに伴ない、上述のように酸性硫酸塩土壌に転化するものが各地にみられるようになってきている。また新第三系のほかに、第四系の台地土壌や火山帯に胚胎する硫化物に起因する酸性硫酸塩土壌等が知られてきており、さらに諸外国とくに発展途上国の大規模農地開発などにもこれが問題になってきている。今後、各地において大規模農地の開発造成が進展するにつれて、酸性硫酸塩土壌の生成とその改良の問題は、ますます重要になってくるであろう。

表4 - 土壤改造による水田土壌の酸性度と収量

(10a当り)

区分	原土pH (KCl)			風乾土pH (KCl)			玄米重 (kg)		
	第1年度 (炭酸石灰施用)			第1年度	第2年度	第3年度			
	施用前	移植期	最高分げつ期	跡地	跡地	跡地			
	71.4.26	6.1	7.8	71.10	72.10	73.10			
1.原土区	2.79	2.60	3.15	2.89	2.92	2.98	0	0	0
2.炭酸石灰 500kg区	2.73	4.17	3.90	3.11	3.11	3.20	218	123	170
3.炭酸石灰1,000kg区	2.90	5.82	5.50	4.07	3.55	3.33	448	440	378
4.炭酸石灰2,000kg区	2.88	6.10	6.40	5.30	4.88	4.23	525	473	510
5.炭酸石灰3,000kg区	2.85	6.60	6.80	6.08	5.70	5.58	545	495	553
6.炭酸石灰4,000kg区	2.73	6.38	6.31	6.10	6.03	5.95	552	508	577
7.炭酸石灰5,000kg区	2.79	6.40	6.30	6.30	6.20	6.10	483	492	577
8.無硫酸根肥料区	2.80	6.52	6.58	6.40	6.20	6.10	529	578	559
9.堆肥加用区	2.90	6.70	6.20	6.25	6.20	6.04	500	493	615

〈備考〉炭酸石灰：第1年度(1971)施用、第2年度(1972)残効、第3年度(1973)残効。  
無硫酸根肥料は毎年施用、N9+2、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>12、K<sub>2</sub>O 8kg。  
水稻トヨシキ成苗移植：第1年度22.2株/m<sup>2</sup>、第2、3年度27.3株/m<sup>2</sup>、1区31.5m<sup>2</sup> 2連制。

表5 - 土壤改造による畑土壌の酸性度と収量

(10a当り)

作物	区名	pH (KCl) (風乾土)			収量	
		第1年度 (炭酸石灰施用)		第2年度 (残効)		
		1972.5	1972.10	1973.10	1972	1973
		施用前	跡地	跡地		
くまろこし	1.原土区	2.52	2.88	2.94	生草重kg	生草重kg
	2.炭酸石灰 500kg区	2.75	3.20	—	0	0
	3.炭酸石灰1,000kg区	2.80	4.64	3.68	1,313	951
	4.炭酸石灰2,000kg区	2.78	5.70	4.88	2,018	3,257
	5.炭酸石灰3,000kg区	2.90	6.08	5.65	3,590	5,639
	6.炭酸石灰4,000kg区	2.77	6.10	6.23	4,611	6,271
	7.炭酸石灰5,000kg区	2.85	6.40	6.55	5,137	6,358
大豆	1.原土区	2.77	2.82	2.87	子実重kg	子実重kg
	2.炭酸石灰 500kg区	2.77	3.11	—	0	0
	3.炭酸石灰1,000kg区	2.85	4.15	3.75	21	18
	4.炭酸石灰2,000kg区	2.82	5.59	5.30	37	49
	5.炭酸石灰3,000kg区	2.85	6.25	6.05	50	102
	6.炭酸石灰4,000kg区	2.80	6.20	6.30	64	111
	7.炭酸石灰5,000kg区	2.86	6.70	6.70	76	130

〈備考〉炭酸石灰：第1年度(1972)施用、第2年度(1973)残効。くまろこし(青刈)：バイオニア988号、N10+(2kg×4回)、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>20kg、K<sub>2</sub>O 15kg、畝巾60cm×播巾15cm、大豆(実取)：こげしじろ、N4+2kg、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 10kg、K<sub>2</sub>O 10kg、畝巾60cm×株間15cm、各1区21.6m<sup>2</sup> 1連制



# 東北地方の新第三系

北村 信 = 東北大学理学部教授

日本列島は背後に日本海を抱えた島弧で、東側には深さ7,000mを超える日本海溝および約9,000mの伊豆 小笠原海溝、南側には約4,500mの南海舟状海盆がある。これらの海溝や海盆は、東側の太平洋プレートや南側のフィリッピンプレートが、ユーラシアプレートの下に潜り込んでいる場所にあたる。

東北地方は、地質学的には東北本州弧と呼ばれ、東側の島弧前面の非活動的上昇域（北上・阿武隈両山地）と、西側の島弧背面の活動域（グリーンタフ地域）とから成る。その境界は、盛岡 白河構造線にほぼ一致し、地形的には北上川および阿武隈川に沿った低地帯となっている。非活動的上昇域に相当する北上・阿武隈両山地は、古生層および中生層と、それらを貫く花崗岩類から成っていて、地質構造は北西 南東方向に帯状に配列している。

新第三系の大部分はグリーンタフ地域に分布していて、ここでは、奥羽脊梁山脈と出羽丘陵の2つの背斜構造をつくる。グリーンタフ地域とは、新第三系下部に厚い緑色凝灰岩（グリーンタフ）と火山岩が発達していて、その上の地層の岩相にも共通性があるが、しかも、それらの地質構造が一連の地殻変動で出来ている地域を指す。いい換えると、新第三紀中新世以降の火山フロントを含む背弧陥没盆地に相当する地域である。現在のサブダクションに伴う火山フロントは、第四紀火山の配列する奥羽脊梁山脈と重複している。

北上・阿武隈両山地の先第三系基盤岩類  
北上山地と阿武隈山地の古生層および中生層の大部分は、花崗岩の貫入を伴った大島造山運動でできた古くからいられている。現在、両山地の直接の繋がりはみられないが、先シルル系の御在所・竹貫変成岩・西堂平片麻岩や地下深部で固結した花崗岩類が阿武隈山地にひろく分布していることや、石炭紀以降の古生層や中生層の分布が北上山地にひろく分布し、北東側ほど地質年代の若い地層の分布がひろいことを考え合せると、阿武隈山地の方が北上山地よりも地殻の深い部分を露わしていると考えられる。また、阿武隈山地の中でも、南西部の方が北東部より隆起量が大きいこと、阿武隈山地北東部のデボン系を含む古生層は、北上山地南部のものと共通した性質をもっていることも知られている。北上山地の中では、先シルル系基盤岩類、シルル系およびデボン系などの分布は

南部に限られ、早池峯 五葉山構造帯以南では古生層の分布が広く、以北では中生層の分布の方がひろくなっていることが知られている。阿武隈山地や北上山地の中・古生層は、北西 南東方向の褶曲や断層で複雑にはなっているが、段階的に北東部ほど若い地層が分布するという共通点がみられる。

地向斜 造山運動の考え方は、最近、根本的に書き替えられた。これまで地向斜といわれてた堆積物は、大陸棚の上の前弧堆積盆地（ミオ地向斜）の堆積物と、大陸斜面基部の堆積物や深海堆積物の混じった（ユウ地向斜）地層が、大洋底のサブダクションによって海溝部に積み込まれて合体したものに外ならないということになってきた。このような新しい見方で、阿武隈山地から北上山地にわたる地質構造を再検討してみると、北西 南東方向の主要断層は、北東側に押し上げる逆断層で、その間の地層は、それぞれの地帯ごとに特徴のある岩相や褶曲のし方をしていることが判る。また、北上山地などでは、大島造山運動（白亜紀アプシアン階）以前にも、歌津・大谷・世田米・気仙等々の地殻変動があった事が知られているが、これらの地殻変動は、その規模・性格、およんだ範囲などの違いはあったにせよ、地層の変形・変位に少なからぬ影響を与えたことは確かだろうと考えられている。

最後の大島造山運動は、広い範囲にわたって、大量の花崗岩を貫入させていることで、ほかの地殻変動とは全く異なっている。おそらく、このような地殻変動は、日本列島がまだ大陸から分離してなかった時代に、大陸縁辺部に堆積した前弧堆積盆地の堆積物が、大洋底の段階的サブダクションを起した過程で、大洋底堆積物の付加を伴いつつ変形・変位を累積させていった現象をあらわしているものと解釈されよう。大島造山運動は、それ以前の他の造山運動のように一過性のサブダクションをあらわすものではなく、北上・阿武隈山地の中・古生層の地質構造に強い影響を与えていることをも考慮に入ると、地殻下部の溶融を伴うほど大規模のサブダクションをあらわしているものといえる。大島造山運動によって形成された、北上・阿武隈両山地の北西 南東方向の大断層が、現在垂直に近い高角度を示していることは、大陸棚基部から海溝部に積み込まれたアクリショナルプリズム内の衝上断層が、下方に湾曲しているため、

古いもの程、サブダクションの累積によって立ち上がってくるという事を示しているものといえよう。

大島造山運動後、即ち、白亜紀後半以降に形成された宮古層群・久慈層群・双葉層群・白水層群等の上部白亜系および古第三系は、緩く東に傾斜する単調な構造を示し、それ以下の地層とは著しい傾斜不整合の関係にある。これらの地層の陸上での分布は、太平洋沿岸のごく限られた範囲にすぎないが、東方の延長部は、現在の大陸棚の下に埋積されている地層に連続するとみなされている。即ち、当時の前弧堆積盆地の堆積物とみなすことができる。

このように、北上・阿武隈両山地の主な地質構造は、白亜紀中頃までには出来上がっていて、その後は、主動的活動は起こっていないことができる。ただし、北上山地の葛巻断層や阿武隈山地東縁の双葉断層などの一部は、第三紀以降の地殻変動に際して受動的に動いたという証拠を残している。

## グリーンタフ地域

グリーンタフ地域と北上・阿武隈両山地との境界は、盛岡 白河構造線に置かれている。盛岡 白河構造線という名称は、坪井忠二博士によって命名されたもので、重力のブーグ異常の等値線が急変する境界が、この線に沿って直線上に延びていることから名づけられた。したがって、地表の断層を指しているものではないが、この線の位置は、たまたま、中・古生層の分布とグリーンタフ系第三系の境界とも一致し、グリーンタフ地域の東限を規定する場合にも極めて都合のよい位置を占めている。この位置には、鮮新統や更新統がほぼ平坦に分布していて、断層の存在を確認できないが、東側の中・古生層の分布する高さ、西側の新第三系の基盤をなす中・古生層の高さの間には、約1,500mの落差がある。この落差は、水平距離1,000mの間に階段状に西側に落ち込んだ、数条の潜在性正断層（Kitamura et al., 1973）としてとらえられる。

グリーンタフ地域は、中新世初期（約2,200万年前）に一大火山活動を伴いながら陥没または急速な沈降を生じた、ほぼ南北性の細長い地帯である。中新世初期における太平洋プレートのサブダクションがどのような規模で行われていたかはあまりはっきりしない。しかしグリーンタフ地域が、東北本州弧の内側、フォッサマグ



ナ地帯および西南本州弧の内側にもひろがっていることを考えると、現在の日本海溝 伊豆小笠原海溝や南海トラフ等とほぼ同じ位の規模のサブダクション帯があったと考えられる。したがって、グリーンタフ地域は、東方におけるサブダクションに呼応して生じた島弧背面の陥没盆地であるとともに火山活動の活発な地帯（背弧リフト系）であったとすることができる。

グリーンタフ地域での地層の重なりの特徴  
 グリーンタフ地域の新第三系は、火山噴出物と陸成ないし海成堆積物の繰返した地層から成っていて、その地層の重なりは、陥没盆地における沈降の1つの記録でもある。地層の重なりは、共通性をあげると、下位から上位に向かって、次のような特徴をもっている。即ち、

最下部中新統は、熱水作用によって著しく変質した暗緑紫色変質安山岩と暗緑色の火山角礫岩ないし火山礫凝灰岩からなる。

下部中新統は、緑色に変質した石英安山岩質凝灰岩を主とし、石英安山岩・安山岩・玄武岩などの溶岩を挟む。これらは、一部は陸域に、一部は海域に堆積した。陸域のものは、礫岩・石炭・砂岩を伴い植物化石を産出する。海域下の堆積物は、緑色凝灰岩と黒色頁岩との互層からなり、海生化石を産出する。<sup>あに</sup>台型植物化石は比較的下位に、<sup>たいしや</sup>台島型植物化石は上位に位置づけられる。海生化石は浅海 半深海の広い範囲のものである。

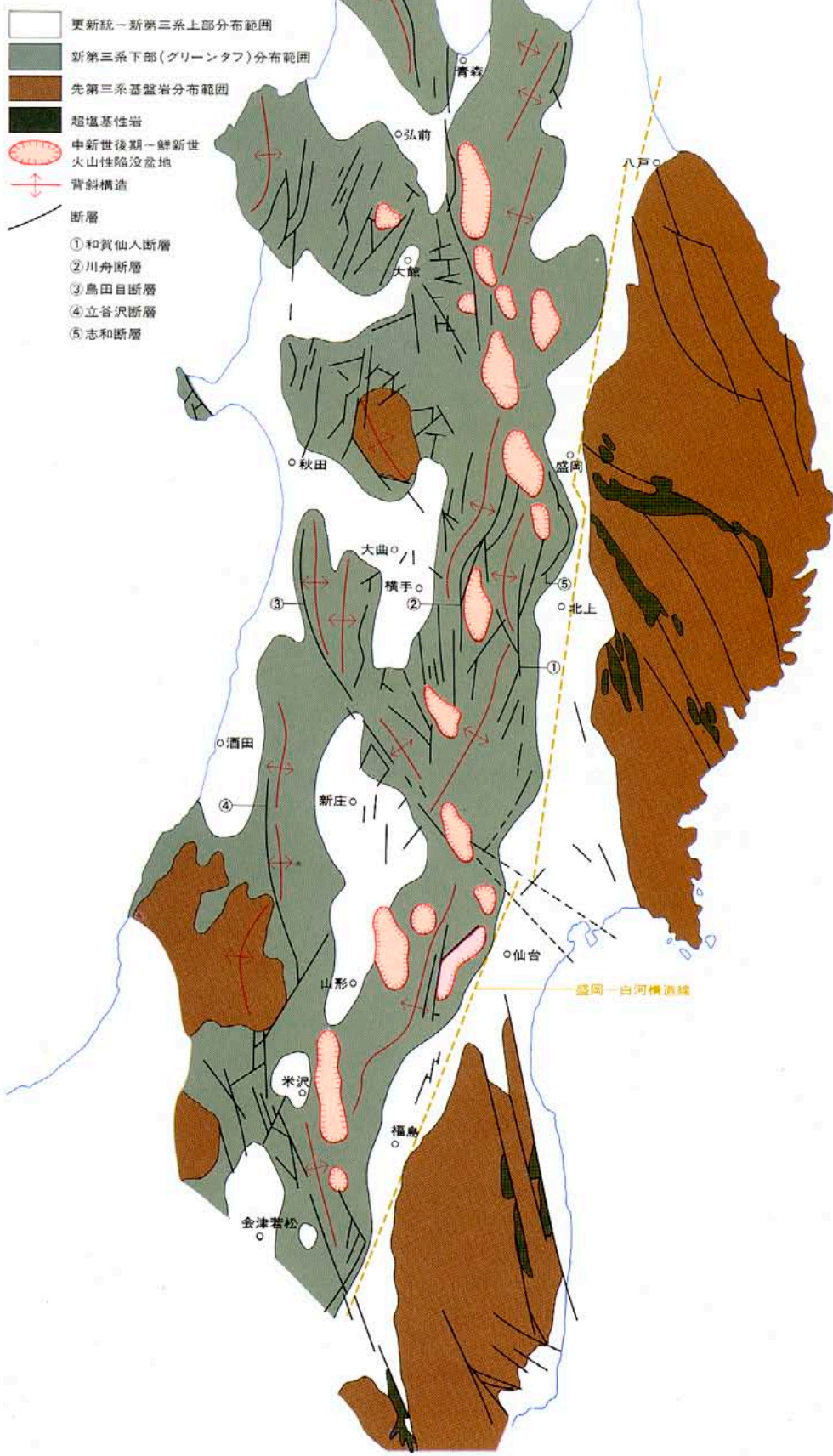
中部中新統の下半部は、浅海成の粗粒ないし中粒砂岩にはじまり、上位に向かってシルト岩・硬質頁岩に移化する。下部の砂岩の発達した層準は男鹿半島の西黒沢層に対比される貝化石・有孔虫化石を産出し、その上の硬質頁岩は岩相的にも<sup>おんながわ</sup>女川層に類似するので特徴がある。

中部中新統の上半部は、黒色ないし灰色の頁岩からなる。黒色頁岩の発達は地域性があって、奥羽山脈に近接した地域では浅海成砂質頁岩や砂岩が多くなる。一般に海退相、つまり上位層ほど浅い海での堆積物となり、所によっては偽層の発達が著しく、亜炭層を挟むこともある。

上部中新統は、さらに岩相変化に富む。グリーンタフ地域の西側では浅海成の砂質頁岩・砂岩が多い。しかし、内陸盆地から奥羽脊梁山脈周辺にかけては、ほとんどが陸成層からなる。ここでは、下位層と不整合関係にあつて、石英安山岩質溶結凝灰岩ないし湖成層からなる。

鮮新統は、日本海沿岸および青森県三戸地方

図1 - グリーンタフ地域地質構造図





を除くと、ほとんどが陸成層である。垂炭層を挟むので特徴がある。しかし、一時的海水準の上昇があったため浅海成層を齊一的に挟むので、他地域との対比の基準となる。

更新統は、石英安山岩・安山岩質噴出物のほか、扇状地・段丘堆積物によって代表される。以上のような層序上の特徴は、古地理的背景の違いによる岩相上の変化や、地盤変動の時期的地域差があるにせよ、ほぼ共通したものととしてとらえることができる。

#### 北上川流域と馬淵川流域の新第三系

ここでは、奥羽脊梁山脈を含む北上川河谷流域一帯と馬淵川流域（二戸・三戸郡地域）の地質図（図2）を中心に、これらの地層について略述する。層序表は表1に、焼岳南麓周辺地域の東西地質断面は図3に示す。

#### 最下部中新統

北上山地の中・古生層を直接不整合におおって北上河谷以東に分布するものと、奥羽脊梁山脈の中心部に分布するものとに分けられる。前者には二戸・三戸郡地域の仁佐平石英安山岩・四つ役層の傾城峠安山岩部層および一の関東方の稲瀬火山岩類が含まれ、後者の代表的なものとしては雫石盆地の生保内層・北上線沿線や焼石岳地域の大荒沢層等があげられる。

仁佐平石英安山岩 融蝕された石英の巨斑晶・角閃石・雲母を含み、上部には溶結凝灰岩を伴う。四つ役層の傾城峠安山岩部層との直接的な関係は不明であるが、フィッシュトラック法による地質年代は21.8Ma（2,180万年前）とされる。

傾城峠安山岩部層 これは四つ役層の部層で、含角閃石両輝石安山岩および同質火山角礫岩を主とし、北上山地北西部を占めてかなり広範囲に分布している。この部層と指交関係にある四つ役層の上部に酸性の凝灰岩の多い部分があるので、上述の仁佐平石英安山岩は、傾城峠安山岩部層よりも上位にくる可能性もある。

稲瀬火山岩類 北上市稲瀬町一帯の中・古生層をおおって分布し、おもに両輝石安山岩・紫蘇輝石安山岩溶岩とそれらの火砕岩類から成る。上部では凝灰質砂岩を伴っていて、一部に貝化石を含む。この層準は、下部中新統の上部にあたる。

生保内層 雫石盆地と生保内盆地の境界の国見峠西麓部に分布する暗緑紫色変朽安山岩とその火砕岩に命名されたもの。これらは、奥羽

脊梁山脈一帯の最下部中新統に共通の熱水変質作用および鉱化作用を強くうけて、通称プロピライト（変朽安山岩）となっている。岩質は両輝石安山岩から玄武岩までのものを含む。火砕岩の一部には黒色硬質頁岩を挟んでいる。雫石盆地南西縁部ではレン滝層とも呼ばれるが、これは、生保内層の上部に相当する。

大荒沢層 北上線沿線南北の奥羽脊梁山脈のグリーンタフ最下部を占める変朽安山岩と、その火砕岩から成る。安山岩溶岩の一部は、自破砕溶岩から火山角礫岩に移化し、一部では火山円礫岩となる。この地層は、雫石盆地のレン滝層・生保内層と同層準・同岩相のものである。分布の南限は、焼石岳南麓から栗駒山山麓まで追跡され、鉱脈鉱床の母岩として鉱化作用も著しい。

中山変朽安山岩 宮城県栗駒町の細倉鉱山周辺に、脊梁山脈の列あら東に外れて分布する。岩質および層準の上からも脊梁山脈の大荒沢層と同一で、鉱染著しく鉱脈鉱床の母岩となっている。

#### 下部中新統

脊梁山脈地域のグリーンタフの主体をなす層準で、北上山地縁辺部では、緑色化を免れた凝灰岩・凝灰質砂岩等からなる。

四つ役層および門の沢層 二戸・三戸郡地域に分布するもので、前者は傾城峠安山岩部層の安山岩に伴った火山砕屑物と礫岩・砂岩から成り、主体部は陸成層である。しかし、一部に小祝シルト岩部層といわれる海成層を挟み、貝化石を産出する。四つ役層を不整合におおう門の沢層は、礫岩に始まり、頁岩・砂岩に終る1つの堆積輪廻を示す。貝化石が豊富で、いわゆる門の沢化石動物群として有名である。頁岩は嫌気性環境下で堆積し、黄鉄鉱の結晶を含み、酸化して赤さび状を呈することがある。

稲瀬火山岩類の上部 凝灰質砂岩となっていて、稲瀬町岩谷堂東方人首川河床では多くの貝化石を産出し、玉崎介層とも呼ばれる。この貝化石は、上に述べた門の沢化石動物群と類似のものである。

国見峠層・大石層・小出川層など 脊梁山脈のグリーンタフの主部をなすもので、酸性の凝灰岩類と黒灰色頁岩から成る。火山活動の著しい所では、石英安山岩・流紋岩類の溶岩と凝灰岩類が卓越した地層となっているが、火山活動の比較のおだやかな地域あるいは火山活動が

一時的に静穏化した時期には、黒灰色の頁岩の挟みが多くなって、所によっては両者の互層となる。さらに西小沢層のように、嫌気性環境下で堆積した黒色頁岩の方が多い場合もある。これらの地層中には貝化石・有孔虫化石等を産出しているため、石英安山岩類の活発な活動も海底下で行われたと考えられている。脊梁山脈の大石層上部の川尻凝灰岩の中には黒鉱鉱床があり、さらに西方の秋田県の大館付近の黒鉱鉱床もこの層準に胚胎する。

飯岡層・細倉層 ともに脊梁山脈と北上山地西縁部との中間的位層を占めて分布するが、変質の状態からみると、グリーンタフ地域のものに近い性質をもっている。飯岡層下半部には安山岩質の火砕岩を含むが、上半部はやや緑色の凝灰岩・凝灰質砂岩から成り貝化石を産出する。また、一部には鉱床もみられ、脊梁山脈の国見峠層の東方延長部が顔を出しているものとみなされる。細倉層は、脊梁山脈の本来の南北性配列よりも東側に張り出した分布を示すが、酸性の緑色凝灰岩を主体とし、黒色頁岩・砂岩を挟んでいる。これも貝化石・有孔虫化石を含んで大石層と対比される。細倉鉱山の鉱脈の大部分も細倉層に含められる。

以上のように、下部中新統の大部分はいわゆるグリーンタフの主体部をなすものであって、初期の安山岩質火山活動に引続く石英安山岩・流紋岩等の火山活動の産物からなっている。岩相は、溶岩の多い部分、緑色凝灰岩の多い部分、あるいは黒色頁岩や砂岩の卓越する部分など様々に変化する。しかし、北上山地西縁部を除く大部分の地域では、緑色凝灰岩が必ず伴われており、その上部には黒鉱その他の鉱床が介在するのが特徴である。

#### 脊梁山脈の東と西での下部中新統の相違

下部中新統は、脊梁山脈を越えて西側の地域では、海成層に代って陸成層に置きかえられる。石炭層を挟む阿仁合層や台島層と呼ばれる西側地域の地層は、大石層・国見峠層と同層準の地層であり、出羽丘陵の地域などでは石英安山岩質の溶結凝灰岩が挟まれていて、当時の海域は未だ西方まで達していなかったと考えられる。阿仁合型植物化石群集や台島方植物化石群集と呼ばれるものがグリーンタフの層準決定に広く利用されているが、脊梁山脈地域以東では、むしろ貝化石や有孔虫化石が対比の手だてとして役立つのである。このような脊梁山脈以東地域



と以西地域の堆積の場の違いは、火山活動の性質の上にもあらわれている。最下部中新統のいわゆる変朽安山岩の層準では、東西をとけずほとんど共通した性質をもっているが、下部中新統上部になると、脊梁山脈地域で大量の酸性緑色凝灰岩類が厚く発達しているのに反し、出羽丘陵地域では、むしろ酸性の凝灰岩類よりも玄武岩質安山岩ないし玄武岩の活動に由来する凝灰岩類が卓越している。とくに、下部中新統の上部に向かう程その傾向は強くなる。

#### 中部中新統

下部中新統と中部中新統の境界は、16Ma(1,600万年前)におかれている。しかし、これはあくまでも微化石・古地磁気・放射年代等によって決められた年代尺度で、地層の境界とは関係がない。したがって、この境界は、ある地層の真中を通ることもあり得るし、たまたま地層の境界に一致することもある。グリーンタフ地域では、偶然にも、小繫沢層・鈴鴨川層・末の松山層の基底にほぼ一致している所がある。但し、地層境界は常に岩相の変る所に置かれるので、同一層の下限といっても必ずしも同時間面をあらわしてるとは限らない。ある所ではそれよりも古いこともあるわけである。しかし幸いにも、中部中新統の下限付近を境にして、その下位と上位で地層の岩相がかなり急激に変ってくる。下部中新統が火山岩類や凝灰岩の卓越した岩相によって特徴づけられるに反して、中部中新統の大部分は正規の堆積岩、つまり砂岩や頁岩が圧倒的に多い地層となる。そして下位から、礫岩・砂岩から頁岩の厚い地層なり、さらにまた砂層に帰るといって、1つの堆積輪廻を示す地層に変ってくる。

**小繫沢層・鈴鴨川層** とともに脊梁山脈の背斜構造の西翼および東翼に分布するもので、礫岩・砂岩から成り、安山岩質凝灰角礫岩・凝灰岩・頁岩などを挟む。凝灰岩はやや変質して淡緑化し、黄鉄鉱によって鉱染されている。小繫沢層は、男鹿半島の西黒沢層・出羽丘陵の須郷田層などと共通の有孔虫化石や貝化石を産出し、中部中新統の下部を代表するものとされる。

**末の松山層** 北上山地北西縁、一戸市西方に分布し、主として凝灰質砂岩から成る。比較的浅い海の堆積物で偽層の発達著しいのが特徴である。貝化石・有孔虫化石を産出する。

**山内層・坂本川層・小志戸前沢層・前川層**

板状層理明瞭な硬質頁岩を主とする地層で、秋田油田の女川層と岩相的に共通している。これらの地層の分布は脊梁山脈に限られ、それ以西の秋田油田の女川層の東方延長部と考えられており、酸性凝灰岩の薄層のほか玄武岩質凝灰岩も挟まれている。一般には中深海の還元性環境下の泥質堆積物と考えられ、黄鉄鉱微粒子を含む。化石としては、魚鱗・有孔虫・珪藻等が比較的普遍的に含まれている。

#### 葛峰層・下黒沢層下部・網取層など

一部に板状硬質頁岩を挟むが、大部分は凝灰質頁岩・細粒砂岩・凝灰岩等の互層からなる。これらは、秋田油田の女川層などを堆積させた深い海盆が、東方に次第に浅海域化した地域の堆積物とみなされている。網取層は鱒沢層とも呼ばれ、灰白色の軽石凝灰岩と凝灰質砂岩・頁岩の互層からなり、魚鱗化石を多数含む。和賀川左岸網取鉱泉裏の大露頭では、網取層の全層が一望される。

#### 留崎層

北上山地北西部青森県二戸郡の名久井岳を中心とする隆起帯を取巻いて分布する。この地層は岩相の変化が著しいので、地域によって、十字砂岩部層・目時貝殻石灰岩部層・川口頁岩部層・下斗米珪藻シルト岩部層・上目時シルト岩部層に分けられている。これらの部層の中で、とくに川口頁岩部層は、秋田油田地域から脊梁山脈地域にわたって鍵層準とみなされる女川層層準の硬質頁岩ないし珪質頁岩の岩相を保っている唯一の地層とみなされている。板状層理の発達した硬質頁岩・珪質頁岩の厚さはせいぜい30m~50mで、下方および側方では砂岩に移り変わるが、珪藻化石・有孔虫化石等を産出し、下位層とともにその対比を可能にしている。珪藻化石の遺骸のみから成る下斗米珪藻シルト岩部層は、川口頁岩部層と一部同時異相の関係にある。

**男助層** 男助凝灰岩とも呼ばれ、零石盆地の南東縁に広く分布する。淡青灰色、一部淡緑色の石英安山岩質凝灰岩から成るが、この凝灰岩は海底下における火砕堆積物で、西方の小志戸前沢層およびその上位の山津田層とは指交関係にある。この地層の分布域には鶯宿温泉・花巻温泉・繫温泉等の湧出があり、それらの周辺部では珪化・鉱染等の現象がみられる。

**七曲層・下黒沢層上部・下嵐江層・黒沢層・菱内層・山津田層**

脊梁山脈の周縁部に主として分布し、浅海成の

凝灰質砂岩から成っている。黒沢層のみは脊梁山脈の西側に分布し、横手盆地に向かって相野々層と呼ばれる黒色頁岩・砂岩互層に移化し、さらに秋田油田の船川層に側方変化していく。その他の地層は脊梁山脈の東側に分布するが、現在は連続した分布をなしていない。浅海性の貝化石を多数含むほか、一部に挟まれる黒灰色頁岩には、珪藻・有孔虫等の微化石のほか魚鱗化石を含むので特徴がある。

#### 舌崎層

留崎層とともに名久井岳隆起帯の西縁に分布し、青灰色シルト岩から成る。上半部では砂岩と互層し、凝灰岩薄層を挟む。珪藻化石のほか貝化石を産出する。

#### 矢櫃層

零石盆地南縁部に分布し、中部中新統唯一の淡水成層である。これは、男助層の凝灰岩の埋積によって海域が後退して陸化した所に堆積したものと考えられている。この地層は礫質砂岩・酸性凝灰岩・凝灰質頁岩の互層から成るが、一部珪化作用を受けている。炭化木片以外化石を産出ししない。

#### 上部中新統

地質年代の上で、10Ma(1,000万年前)前後から5Ma(500万年前)までの地層に相当するが、脊梁山脈以東の地域には、海成層はほとんどなく、大部分は石英安山岩質凝灰岩と湖成層とから成る。二戸・三戸群地域を除く大部分の地域では、下位の海成中部中新統と構造差をもつ不整合関係にあり、この間に地殻変動・浸食期があったことが知られている。

#### 鳥矢崎層・文字層

宮城県岩ヶ崎町西部に限られた分布を示す。数枚の垂炭層を挟む凝灰岩・凝灰質砂岩・凝灰質頁岩の互層で、植物化石を産出する。

**巖美層・瑞山層・橋場層** 石英安山岩質溶結凝灰岩から成り、下部に凝灰質砂岩・凝灰質シルト岩の互層と礫岩を伴う。零石盆地で、とくに下部の互層が厚く発達した部分は舩沢層として区分される。この部分は湖成層で、植物化石を多産し、鳥矢崎層・文字層および仙名付近の白沢層に対比されている。

**花山層** 脊梁山脈の西側に分布し、礫質砂岩・凝灰質砂岩・同質シルト岩・凝灰岩等から成り、数枚の垂炭層を挟む。一部には石英安山岩質礫凝灰岩に移化する所もみられる。

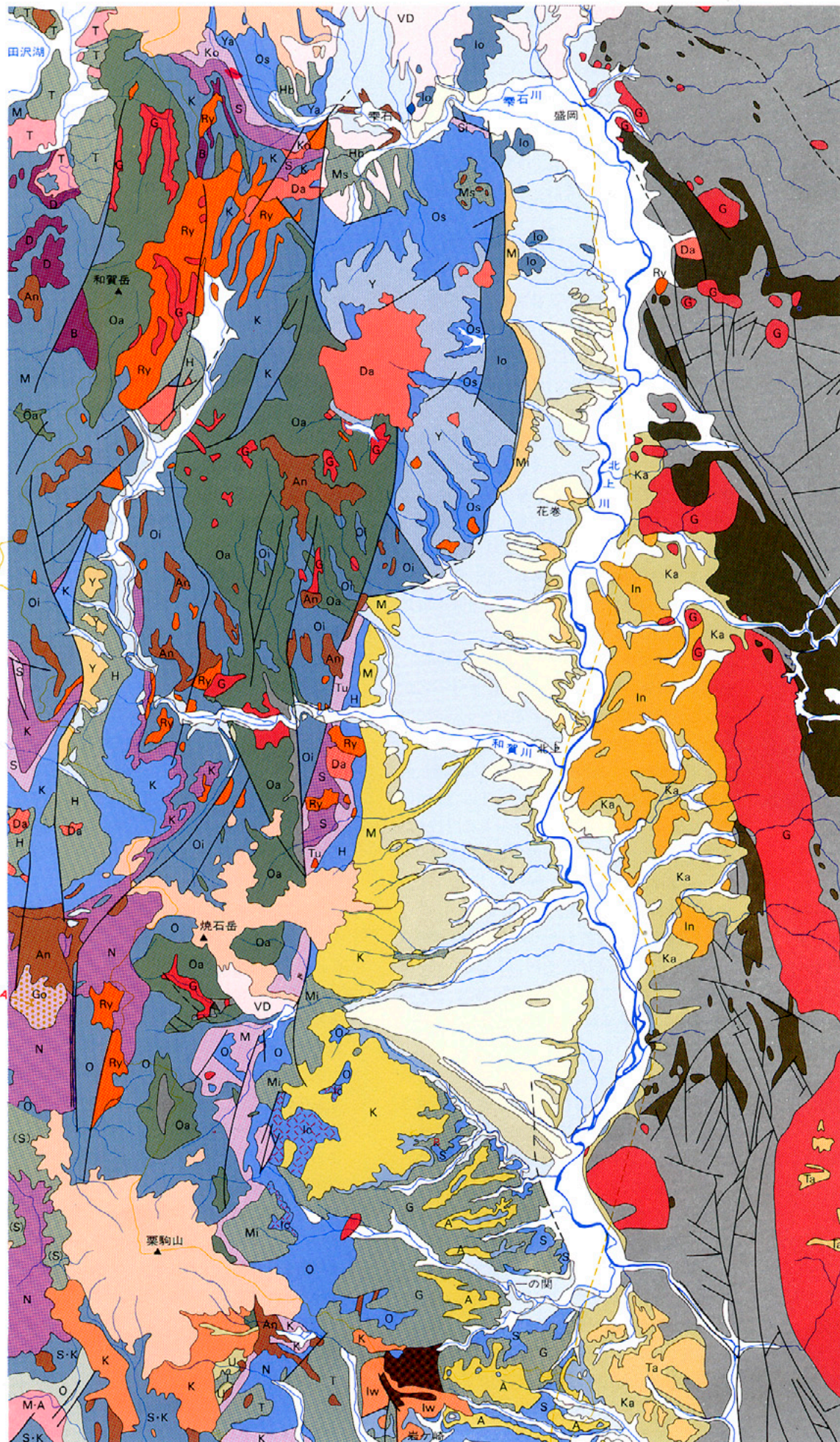
**久保層** 二戸・三戸郡に分布し、この層準唯一の海成層とされている。凝灰質中粒砂岩から成るが、下部に軽石凝灰岩を伴っている。下



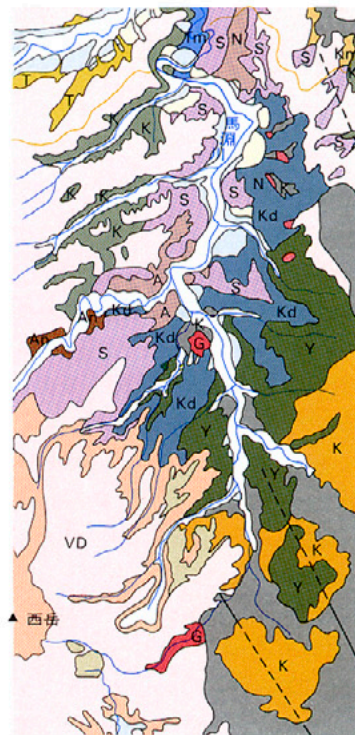




図2 - 北上川以西地域の新生界地質図

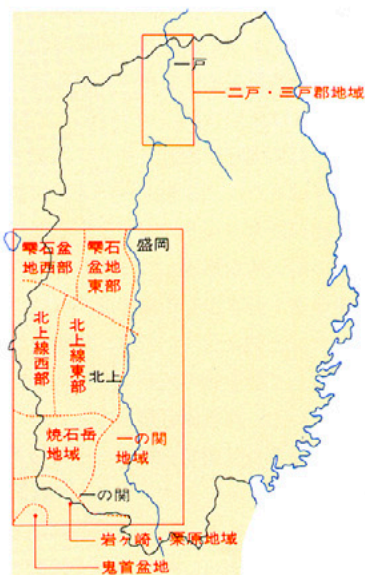


〈二戸・三戸郡地域〉



- 河岸平野堆積物
- 低位段丘堆積物
- 中位段丘堆積物
- 高位段丘堆積物
- 第四紀火山岩
- VD 第四紀火山層層
- Ry 第三紀流紋岩
- Da 第三紀石英安山岩
- An 第三紀安山岩
- B, D 第三紀玄武岩類
- 先第三系基盤岩類
- G 花崗岩類
- 超塩基性岩類

〈位置図〉





はじめに

微生物と場の多様性について

土壌は多種多様の微生物の生存を支える

畑に出て一握りの土をすくいあげると、その中には、実に多種類の糸状菌・細菌・放線菌・酵母・ウイルス・藻類が見つかる。量的にみたときの1例をあげれば、糸状菌類は長さにして $180\mu\text{m}\cdot\text{g}^{-1}$ 、重さにして $0.3\text{mg}\cdot\text{g}^{-1}$ 、細菌類は数にして約1億、重さにして $0.1\text{mg}\cdot\text{g}^{-1}$ にも及んでいる。

これらの微生物は、土壌中では決して均一に分布して存在しているわけではない。糸状菌は、土壌孔隙（最少数 $\mu\text{m}$ ）の間をぬって菌糸を伸ばしており、比較的大きな孔隙では胞子を形成していることもある。細菌類は図1にみるように、数ミクロン以上の孔隙内で1種あるいは数種からなる集落を形成して生存している。そして集落と集落との間の距離は、数10～数100ミクロンに及んでいる。1つの集落と隣りの集落とは、同一種類である場合もあれば、相異なる種類の場合もあり、また互いに孔隙で結ばれて相互に影響を及ぼしあっていることもあるが、多くは半ば独立的であると推定されている。植物遺体(作物根遺体)が新たに投与されると、それを取り巻く土壌から微生物が侵入して遺体を分解する。約1カ月くらいの間に植物遺体の構成成分のうち、微生物によって容易に分解される部分(低分子の糖類(単糖,オリゴ糖,脂質,蛋白,核酸等)の大部分が分解され、リグニン、繊維素など難分解性の物質が残留する。微生物は前記化合物を代謝する過程で急激な増殖を示すが、それが消費しつくされると、大部分の微生物は急激に死滅に追いやられる。その後は飢餓状態に追いやられ、増殖過程で蓄積した体内貯蔵物質(グリコーゲン,ポリハイドロキシブチレート等)を消費しつつ、基礎代謝ぎりぎりの線で生存したり、胞子その他の耐久体を形成して休眠状態に入ったりする。繊維素もむき出しの繊維素の状態ではなく、リグニンと結合していたり、腐植でおおわれていたりして微生物の攻略を受けにくい形態に変化している。繊維素分解菌やリグニン分解菌は、このような基質を分解しながら微量の糖(グルコース,セロバイオース等)や代謝産物を場に放出する。それらの物質が土壌中の孔隙水を通して拡散すれば、それに接する微生物はわずか

ながら栄養補給を受けることになり、基礎代謝のエネルギー源を補給され、生存期間が延びることになる。

また、低濃度の栄養源の存在する場においてのみ生育しうる細菌群が存在する。古くはオリゴトローフと呼ばれており、種類も数も少なく、余り注目を浴びなかったが、近年になって新しい種類の細菌が数多く見い出されつつある。しかも、この細菌群の数は、既知の慣用濃度の栄養物を代謝しうる細菌群とほぼ匹敵すること、栄養物濃度が低い場では、後者を陵駕することが知られるに至っている。これらの事から、土壌のみならず自然の場は、一般的に栄養欠乏状態にあり、その場に存在する微生物は飢えているのが正常の状態であるということが出来る。このように、有機物をエネルギー源、体構成成分源として利用しうる微生物群を、従属栄養微生物と総称している。

植物遺体の初期分解に際して、蛋白、糖蛋白、糖アミノ酸等から放出される $\text{NH}_3$ のすべてが直ちに分解菌によって摂取利用されるわけではない。その一部はアンモニア酸化細菌群によってまず亜硝酸に、次いで亜硝酸は亜硝酸酸化菌群によって硝酸に酸化される。これらの菌群は、酸化によって得られるエネルギーを利用して、土壌空気中の二酸化炭素を固定し、菌体構成を行い増殖する。これらの菌群は、独立栄養細菌群と総称されるものの一部であるが、その他、2価鉄を酸化するもの(鉄細菌)、単体硫黄( $\text{S}^0$ )や硫化水素( $\text{H}_2\text{S}$ )を酸化するもの(硫黄酸化細菌群、すなわち硫黄酸化細菌(*Thiobacillus*), 紅色硫黄細菌(*Beggiatoa*等)が存在する。

ところで硫化水素は、通常の畑でその臭いを嗅ぐことができないことから、畑土壌では生成されないと考えられがちであるが、植物遺体中には含硫蛋白と含硫アミノ酸が生物の必須物質として、少量ではあるが必ず含有されている。それらが、好気呼吸とそれに続く嫌氣的分解に際して土壌中に放出されると推定することの方が、放出されないと考えるよりはるかに理にかなっている。また、微生物が飢餓状態に追い込まれた場合、硫化水素を発生することはよく知られた事実である。このようにして発生した硫化水素の一部は、金属硫化物として捕捉されたり、酸素による自動酸化を受けて元素硫黄となるであろう。したがって、土壌中に広く硫黄酸化細菌

菌が分布するための基盤は存在するのである。ただ、基質の絶対量は少なく、この種の細菌数も少ないのが通例である。硫黄酸化細菌が働けば必ず硫酸が生成される。また、硫酸は雨水を通して供給されるし、一次鉱物の風化の過程でも生成する。

畑土壌は、一般に好気条件によって支配されているのが通例である。しかし、雨によって土壌孔隙が満たされた場合、有機物質が大量存在すれば、好気性細菌の好気呼吸によって酸素が消費し尽くされ、嫌氣的な場が出現することはGreenwood(1961年)によって指摘されている。したがって、そのような場では偏性嫌気性菌である硫酸還元菌が増殖しうると推定される。そしてそのことが、硫黄酸化菌と同様に、硫酸還元菌が広く土壌中に分布する理由であると考えられる。その詳細については、後述する水田土壌と海底土の例でふれることにする。

土壌表層は光が当たるので藻類や藍藻類(現在は原核生物として細菌に分類されている)が、光合成を行い独立栄養で増殖しうる。また、嫌気条件下でのみ $\text{H}_2\text{S}$ を電子供与体として光合成を行う緑色及び紅色硫黄細菌や従属栄養型光合成細菌である紅色非硫黄細菌も存在する。

上記の例に示したように、微生物は、その増殖に必要なエネルギー及び体形成に必要な栄養素の利用の仕方が、高等動物のそれをはるかに超えて、きわめて広汎である(表1参照)。そしてそのことが、環境条件の著しく異なる地球上に、微生物が広く分布存在しうることとつながっている。また土壌中から性質の非常に異なる種類の微生物が単離し得、また、さまざまな抗生物質を生産する多様な微生物のほとんどが土壌から単離されたことは、それぞれの微生物の生存に必要な、極めて多様な環境条件(単に物理化学的なそれのみでなく、栄養物の種類も含めた)をもった場が、土壌中に混在することを示している。

それらの場の構成単位は数10 $\mu$ から数100 $\mu$ の微小の場である。最初に述べた一握りの土は、異なる微生物と環境条件をもった極めて多数の微小の場の集合体である。われわれが化学分析や微生物分析を行う際には、このような混合物の分析を行っていることになる。したがって、それに基づいて場の変動法則を樹立しても、それはあくまでも集合体の変動法則であり、場の制御を人為的に行うには、個々の反応の起こっ



ている微小部位の変化の実体と変動法則によって裏打ちされた、更に一段高い変動法則の解明が必要となる。

近年における微量分析手段の発達と電子顕微鏡の発達は、このような微小の場の分析に用いえるか、えないかの境の位置にある。化学分析でいえば、もう一桁ないし二桁の精度が欲しいところである。この面の解析を、困難ながら新たな創意工夫の下に積極的に大幅に改善することが、自然の場の微生物の変動法則を知るためにより有効であろう。またそれは、大いに期待される段階に到達しているといえることができる。さらに、自然の場の微生物を理解する上で、忘れてはならない事柄についてふれることにする。  
リュウウェンフック Leeuwenhoekが単眼顕微鏡を用いて、一滴の水の中にも多種多様な形態の微生物を見出し、パスツール Pasteurが特定の反応（機能）と微生物種との対応関係を示すことによって、微生物研究の端緒を開いて以来、多くの研究者、なかでもヴィノグラドスキー Vinogradskyとバイヤリンク Beijerinckの天才的な活動によって、多様な代謝様式をもつ数多くの微生物が見出された。また近年の生化学、分子生物学の発

展に裏付けられて、現在の莫大な一般微生物学の知見が集積されている。

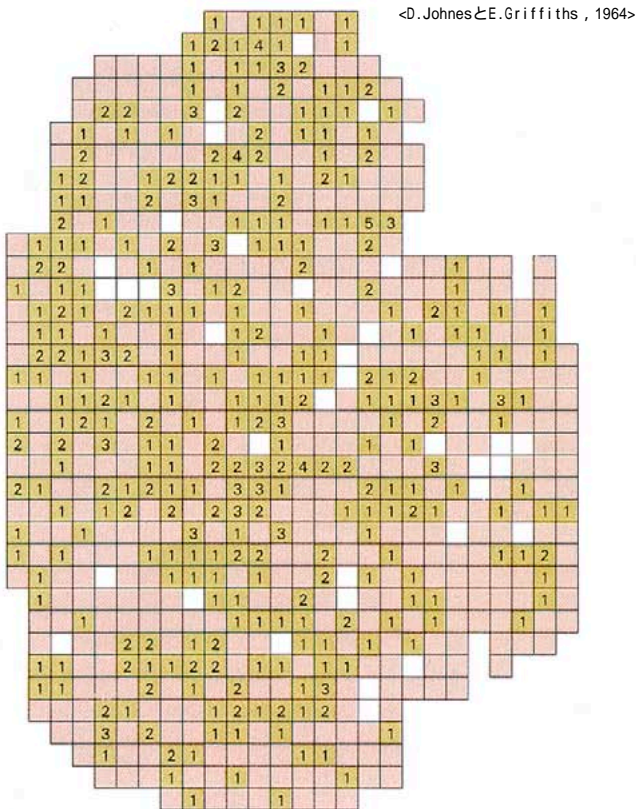
しかしながら、その知見の大部分は単離され、人工培養された微生物についての知見であり、自然の場には、なおわれわれが識別したり、人工培養しえない微生物が数多く存在する。自然の場は、多様な代謝形式をもった多種の微生物が共存する混合培養系であるばかりでなく、生存の場それ自身、構造的にも成分的にも極めて複雑な混合系である。そのために、一般調査の段階を越えて、解析段階にまで切り込んだ研究は比較的少ない。その場合も、多くの側面を捨象せざるをえないのが現状である。これまでの研究成果からみても、自然の微生物を解明するときには、一般微生物学の知見に依きよしながらも、それぞれの場について一つ一つ疑いの目をもって、自然の場と一般微生物学的知見の異同を検証して行くことが必要である。

人間と硫酸還元菌とのかわり合い  
 有機物濃度が高い土壌が湛水されると、まず微生物による好氣的代謝が起こり、次いで底土が還元されて嫌氣的酵解に移行する。後者は、通

性嫌氣性細菌群と偏性嫌氣性細菌群が、その主な担い手である。そして、醗酵産物としてアルコール類（エタノール、2, 3ブタンジオール等）と有機酸類（蟻酸、酢酸、プロピオン酸、酪酸等の揮発性脂肪酸とコハク酸、乳酸等の不揮発性脂肪酸）を蓄積する。これらの化合物は、土壌という混合培養系の中にあつて、一部相互に変換されながら多くの場合、酢酸が最も多くなる。

それは、多くの細菌は酢酸を嫌氣的に酸化しえないからである。そこで、最後の掃除屋として働くのがメタン醗酵細菌群と硫酸還元菌群である。前者は、二酸化炭素を電子受容体としてメタンを生成するだけでなく、酢酸を分解してメタンを生成する。硫酸還元菌は、硫酸根を電子受容体として酢酸を二酸化炭素と水に酸化する。好氣的呼吸における酸素の役割と同様、嫌氣条件下において、末端電子受容体として硫酸を用いるので、硫酸呼吸と呼ばれるゆえんである。この段階において、嫌氣的条件下での有機炭素化合物の完全な無機化が行われるわけである。そしてまた、上記の全過程は、有機物を含む土

図1 - 土壌粒団の断面に観測された細菌集落の分布



図中の1マスは70×70μ。数字は1マス中の細菌集落の数  
 薄茶色のマスは細菌のいない部分、白いマスは土壌の空隙。

表1 - エネルギー源と栄養要求性に基づく微生物の分類

エネルギー源	炭素源	窒素源	電子供与体*	電子受容体*	微生物の例
光合成微生物	CO <sub>2</sub> (独立栄養)	N <sub>2</sub> 同化可能  化合物N	H <sub>2</sub> O	好氣性 O <sub>2</sub>	藍藻 緑藻
			H <sub>2</sub> S 有機物	嫌氣性 有機酸 有機物	緑色硫黄細菌 紅色硫黄細菌 <i>Chromatium</i> 紅色非硫黄細菌
化学合成微生物	CO <sub>2</sub> (独立栄養)	化合物N	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	好氣性 O <sub>2</sub>	硝化細菌 <i>Nitrosomonas</i> 硝化細菌 <i>Nitrobacter</i>
			H <sub>2</sub>		水素細菌
			Fe <sup>2+</sup>		鉄細菌
			S, S <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>2-</sup>		<i>Thiobacillus thiooxidans</i>
			S, S <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>2-</sup> H <sub>2</sub> Sなど	嫌氣性 NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	<i>Thiobacillus denitrificans</i>
			有機物 (従属栄養)	N <sub>2</sub> 同化可能 化合物N	発酵性基質
化合物N	有機物(糖)	<i>Clostridium pasteurianum</i>			
	化合物N	有機物		嫌氣性	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
有機酸、H <sub>2</sub>		SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , SO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> S <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>2-</sup> など			硫酸還元菌
発酵性基質	有機物、NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	発酵性細菌			

\* 光合成生物はエネルギーを光からとり、化学合成生物はそれを物質の酸化反応（電子離脱反応）によりとり出す。すなわち、エネルギーに富む電子（水素）供与体は酸化され、放出された電子は一連の酵素群（中間電子伝達系）によって徐々に伝達され、終局の電子（水素）受容体にわたされ、この受容体は還元される。電子受容体が酸素の場合を好氣性（aerobiosis）、無機物・有機物の場合を嫌氣性（anaerobiosis）と呼んでいる。（柳田 微生物科学 I, 1980）



壤が飽和量の水で湛水された場合、あるいは下水、汚泥、河川や海洋の堆積物等のすべてに共通する一般像である。そして、硫酸根量の極めて少ない淡水湖においては、メタン醗酵が優先し、硫酸根量の多い海底においては硫酸還元が優先する。

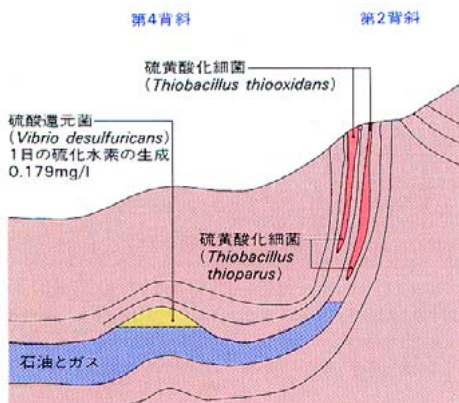
硫酸還元反応（ないしそれを担う硫酸還元菌）は、上記のような特性をもっているため、地球上の色々な場で起こっており、人間の生活と種々の面で深いかかわりをもっている。以下にその主だったものについて、簡単に述べることにする。それぞれの詳細については、多くの総説や専門書が出版されているので、それらを参照されたい。

#### 生活廃水

最も身近な場で起こっているのは、生活廃水からの硫化水素発生である。下水道の整備されていない地方都市では、いまだに下水溝の流れの良くない部分で、硫化水素混じりのドブ臭をいやおうなしに嗅がされる。また、人間の集落の生活廃水（糞尿廃水を含む）の流れ込む沼や淡水湖で、自然増殖あるいは人工養殖していた魚類が、夏場に多数死滅して新聞紙上をにぎわしている。その原因として、生活廃水の流入によってこれら水体中の有機物含量が高まり、水中の溶存酸素が微生物代謝に使われて著しく減少することがあげられている。そのような状態では、必然的に底土は還元状態となり、硫化水素の発生が同時に起こるのが通例である。硫化水素が直接、魚毒として働いているかどうかは、それぞれの場の条件によるであろう。また、硫化水素が蓄積すれば、それを電子供与体として

図2- 二次的イオウ鉱床（シオル・スウ）の形成および崩壊における各種微生物群の役割を示した図

<エス・イクズネツォフ他著 飯塚・都留訳 地球微生物学, 1965>



（酸化して）嫌氣的に光合成を行う有色硫黄細菌類（*Chromatium*や*Thiopedia*等）が増殖して、赤潮の発生にもつながる。

沿岸域における赤潮の発生や養殖魚の死滅も、個々の場合によって、そこに働く主要な微生物種に多少の差異はあっても、基本的な反応は同一である。このような有機物付加に、さらに拍車をかけているのが畜産廃棄物や澱粉工場、製紙工場、魚肉加工工場等の工場廃棄物、あるいは工場排水である。

#### 埋設管

河川や沿岸の汚染を防除するために、近代都市においてはコンクリート製の下水管を網の目のように設置して、その末端に下水処理場を設けている。下水管の大部分は、数10年の使用に耐えているが、時折、侵食された部分が破壊されて問題を起こしている。侵食防止については多くの研究がなされ、侵食の機構についても基本的な一般像が明らかにされている。多量の有機物を含む下水が停滞すれば、前節で述べたと同様、硫化水素の発生が起こる。硫化水素の発生量は、大ざっぱには管内の下水の流速、温度、汚水の有機物含量の函数としてとらえることができる。いずれにしても大量の硫化物が発生し、管内の粘質膜の含酸素層が殆んど消滅すれば、硫化物は管内の気相部に拡散して管壁に到達する。そうした状況下で硫黄酸化細菌がこれらを酸化して硫酸を生じ、硫酸がコンクリートを侵食する、というのが現在提示されている機構である。

他方、都市の地下に張り巡らされたさまざまな管路は、外部からの腐食におかされることもある。低湿地で常に水飽和の状態にある地帯の多くは、昔は芦の生い繁っていた原野であったり、水田であった地帯が多い。このような地帯が都市化の進行に伴い、住宅や工場用地として使用されているが、そこに埋め込まれた管路は硫酸還元菌による被害を受け易い。それは、土壤全体が還元的であり、特に有機物遺体の上では、この菌の活動によって硫化物発生量が特異的に高くなる可能性をもつからである。管の腐食が全面均一に起こるのではなく、局所的に起こることは土壤の不均一性と関係しているのであろう。なお、埋設管の腐食と防食についてはアーバンクボタ23号を参照されたい。

#### 硫黄鉱床

次に、地球規模の問題として、硫黄鉱床の問題にふれることにしよう。その起源に火成起源と

堆積起源とがあり、世界の硫黄鉱床の90%以上が堆積起源とされている。堆積硫黄鉱床の起源については、地質学者の間でもまだ十分明らかにはされていないが、古い水体の硫酸塩、炭酸塩の鹹湖堆積あるいは石油鉱床と密接に関連していることなどが明らかにされている。

前者においては水体沈殿物中に当然含まれる藻類の遺体をエネルギー源として、硫酸還元が起こって硫化水素が地下水を通して湖底の湧水となって供給される経路が考えられている。浅い水体においては、有色硫黄細菌がこれを硫黄まで酸化すると推定している。

他方、後者においては含油層内で硫酸還元が起こり、硫化水素を含む地下水が地層の割れ目を通して上昇し、地表近くで同様の割れ目を通して侵入してきた酸素を含む水と接することによって自動酸化を受けたり、硫黄酸化細菌（*Thiobacillus thiooxidans*や*T. thioparus*）によって微生物的に生成されたりしていると推定されている（図2）。

微生物が同位体化合物を代謝する場合、軽い同位体の方をより多く利用することは、 $S^{32}$ と $S^{34}$ についても $C^{12}$ と $C^{13}$ の場合同様、良く知られた事実である。硫酸還元で微生物が関与すれば、生成された硫化水素の $S^{32}/S^{34}$ 比は硫酸のそれより大きいはずであり、その硫化水素が硫黄酸化細菌により分子状硫黄に酸化された場合、 $S^{32}/S^{34}$ はさらに大きな値となるはずである。この関係を逆に使用して鉱床中の硫黄化合物の $S^{32}/S^{34}$ 比を測定し、硫黄鉱床の形成に微生物が関与したことを証明している。

以上の記述から明らかなように、硫酸還元菌は人間の生活に直接関係しているばかりでなく、現在の化学工業の重要な基礎資材である硫黄の形成に関与してきている。

これまでの記述は、目に見えないために人々の関心をあまりひかなかった微生物が、自然の場で如何に大きな働きをしているかを大づかみに説明してきた。それと同時に、次節で述べる自然の場の硫酸還元菌の生態を理解する上に必要な、自然の場に存在する微生物の一般像の一部を説明してきた。次節ではもう少し立ち入って、自然の場の硫酸還元菌の増殖の仕方や活性の発現を理解する上で重要と考えられる諸条件について記述することにする。



自然の場における硫酸還元菌  
水田土壌と海底土

硫酸還元菌の種類

本論に入るに先立って、現在までに単離され、性質の明らかにされている硫酸還元菌の諸特性について述べておくことにする。また、主要な菌株の諸特性の一覧表を示した(表2)。

*Desulfovibrio*

通常の場合、細胞形態は三日月形に曲がっているが、三日月が2個湾曲面を逆にして縦に結合しているシグモイド状のものが多い。それがさらに縦につながればらせん状になる。種によって大きさ及び形態にはかなり差異がある(アーバン・クボタNo.23, p.1・*Desulfovibrio vulgaris* Hildenbrough 宮崎株の写真参照)。また、培養が古くなったり培養条件が不適当である場合には、変わった形態(多形態)を示す傾向がある。多くの種は、細胞末端に一本のべん毛をもっていて活発に泳ぎ回る。2~3の種はこのべん毛が複数である。

*D. desulfuricans*と*D. vulgaris*は自然界に広く分布しており、また分離され易いが、これまでに水田から分離同定されているのは*D.*

*vulgaris*のみである。両者は非常に似た性質をもっており、前者が硫酸の代わりにcholineを水素受容体として生育できる点で後者と異なっている。また、前者のGC含量は59%であるのに対し、後者は65%である。何れの種も孢子を形成しない。

硫酸還元菌を有名にしたチトクロムC<sub>3</sub>(adsp band 552 553)を含有する種が多い。この色素は1954年、石本真教授とPostgate教授により、同時に独自に発見されたもので、それまで偏性嫌気性菌は酸素を末端電子受容体としないのであるからチトクロム系の関与はないはずであり、したがってチトクロムは保有しないと考えられていた。

他のチトクロムも存在し、特に新たに見出された他の属の硫酸還元菌の中には、b及びcタイプのチトクロムを含有するものが多い。

また、この属の特徴的な色素であるデサルフォピリジンを含有するものが多い。

エネルギー源及び炭素源として利用しうるものは非常に限られており、乳酸と焦性ブドウ酸のみである。

*Desulfotomaculum*

*Desulfovibrio*と同様、古くから知られていた

硫酸還元菌であり、孢子を形成する点で他の属と異なっている。

*Desulfotomaculum nigrificans*は、最初は*Clostridium*と考えられた種(孢子を形成するので、その細胞は紡錘形となり*Clostridium*そっくりである)で高温性である。基質となりうるものは限定されており、*Desulfovibrio*と同様、乳酸と焦性ブドウ酸のみである。ただし、株によっては、ブドウ糖を条件によって利用しうるものがある。

近年(1976年)WiddelとPfennigが、乳酸は利用できないが酢酸を利用しうる*Dm. acetoxidans*(写真1 a, b参照)を見出し、嫌気的条件下における有機物酸化の最終段階を担う一員でありうることを明らかにしつつある。また最近、水田土壌からも酢酸と乳酸の何れをも同様に代謝しうる*Dm. acetoxidans*に極めて近い菌株が分離された。

*Desulfobacter postgatei*

酢酸を主として代謝しうる硫酸還元菌のうち、食塩要求性をもたない*Dm. acetoxidans*を陸型とするならば、それに対応するNaCl要求性をもつ海洋型ともいうべきものが*Desulfobacter postgatei*(写真2 a, b参照)である。

表2 - 硫酸還元菌の分類の基になる諸特性一覧表

<Postgate, The sulphate-reducing bacteria 2<sup>nd</sup> Ed, 1984より部分引用>

菌の学名	細胞形態	鞭毛	運動性	孢子	デサルフォピリジン	% G+C <sup>注1</sup>	チトクロム <sup>注2</sup>	注1: DNA中のグアニンとシトシン含量(%)
<i>Desulfovibrio desulfuricans vulgaris</i>	孤状	一本, 端に付着	+	-	+	59	C <sub>3</sub>	注2: 主要な成分のみ。 t : 運動性をもたない不規則な数々の細胞の一時的集合体。このものは運動性をもった長楕円形桿菌を放出する。 NR : 記録なし。 V : ある株は+, ある株は-
	孤状	一本, 端に付着	+	-	+	65	C <sub>3</sub>	
<i>Desulfobacter postgatei</i>	長楕円形桿菌	-	-	-	-	46	b, c	
<i>Desulfobulbus propionicus</i>	レモン/玉ネギ形	-	-	-	-	60	b, c	
<i>Desulfococcus multivorans</i>	球形	-	-	-	+	57	b, c	
<i>Desulfonema limicola</i>	長い鎖状	-	滑走	-	+	34-5	b, c	
<i>Desulfosarcina variabilis</i>	数個の細胞が集まっている 集り方不規則	t	t	-	-	NR	NR	
<i>Desulfotomaculum nigrificans acetoxidans</i>	桿状	細胞周辺に分布	ころび回る	+	-	49	b	
	桿状	細胞周辺に分布	ころび回る	+	-	37	b	

水素供与体と受容体の 組合せでの生育など	乳酸 +	焦性ブドウ酸 +	焦性ブドウ酸 +	硫酸 +	酢酸 +	ブドウ糖 +	リンゴ酸 +	安息香酸 +	その他の 主要な特性	高温での 生育有無	食塩要求性
菌の学名	硫酸塩	硫酸塩	硫酸塩	硫酸塩	硫酸塩	硫酸塩	硫酸塩	硫酸			
<i>Desulfovibrio desulfuricans vulgaris</i>	+	+	+	±	-	V	+	-	コリンがあれば硫酸塩なしで生育	-	-
<i>Desulfobacter postgatei</i>	(±)	-	-	-	+	-	-	-		-	+
<i>Desulfobulbus propionicus</i>	+	+	+	-	-	-	-	-	ABAとBiotin要求	-	-
<i>Desulfococcus multivorans</i>	+	+	+	+	+	-	-	+		-	-
<i>Desulfonema limicola</i>	+	+	-	+	+	-	-	+		-	+
<i>Desulfosarcina variabilis</i>	+	+	+	+	+	-	-	-		-	+
<i>Desulfotomaculum nigrificans acetoxidans</i>	+	+	+	-	-	V	NR	NR	Biotin要求	+	-
	-	-	-	±	+	-	-	-		-	-



長楕円形の桿菌で中温性の菌である。チトクロムC<sub>3</sub>を含有しないがb, cを含有する。デサルフォビリジンは含有しない。生育にp-amino benzoic acidとbiotin<sup>ビオチン</sup>を要求する。

なお, *Dm. acetoxidans*はbiotinのみを要求する。乳酸を代謝する*Desulfovibrio*及び*Desulfotomaculum*は何れの種も全くビタミンを要求しないのに、酢酸を代謝する種がビタミンを要求すること、また、酢酸を代謝しうることが同時に乳酸も代謝しうる *Desulfococcus multivorans*, *Desulfonema limicola*や*Desulfosarcina variabilis*は全くビタミンを要求しないことは興味深く思えるが、現段階においてはその内容を推察する生化学的解析は全く行われていない。

なおここで特記しておきたいことは、さきにも触れたように、1976年以降Pfennigらによって、酢酸を代謝し得るいくつかの新しい硫酸還元菌が見出されたことである。このことによって、自然界では乳酸を基質として硫酸還元が行われ、生成した酢酸はメタン菌によってCH<sub>4</sub>及びCO<sub>2</sub>に分解されるとの考えが大幅に書き換えられるに至った。つまり硫酸還元菌は、メタン菌と同様に、有機炭素化合物の無機化の最末端をになう重要な一員であるということである。

#### 水田土壌中の硫酸還元菌の分布様式

春先に水田土壌を掘り起こしてみると、茶褐色の部分と青灰色の部分とがモザイク状に入り混じって存在する(写真3)。これは、鉄が主に3価状態にあるか、還元されて2価の状態にあるかに基づく色である。

微量な白金電極を用いて一断面内の多くの点で酸化還元電位を測定すると、部位により異なり、測定値はプラス数100mVからマイナス数100mVの間の幅広い分布を示す。このことは、水

田土壌は酸化的部位と還元的部位がモザイク状に分布する場であることを示している(図4)。このような土壌を春先、耕起して湛水すると、土壌孔隙に保持されていた酸素は、好気性菌及び通性嫌気性菌の好気呼吸によって消費され、約2週間前後で消費され尽くす。この時期になると酸素の供給は、田面水と大気との界面を通じた拡散によるものと、稲の根系を通しての拡散によるものに限られる。

水中における酸素の拡散は、大気中のそれに比べて約1万倍も遅いので、土壌中への拡散による酸素の供給速度と土壌中での微生物の好気呼吸による酸素の消費速度は、土壌表面下数mmの面で平衡に達する。この平衡の起こっている境界面は、それより上の、3価の鉄が大部分の、褐色の土層(いわゆる酸化層)と、それより下の2価鉄が大部分の青灰色の土層(いわゆる還元層)の界面として明瞭に識別することができる。この時期になると、土壌粒子の水による分散が進行して、土壌は泥状を呈し、全体としてゲル状態となる。酸化還元電位は、部位による差異の幅を次第に狭めながら、全体としての平均電位も低下する。

微生物の多くは、好氣的微生物であっても、その増殖に際して、増殖の場の酸化還元電位を低下させる。その内容のすべてを明らかにする目的で、意識的に取り組んだ研究はないが、チトクロム系を通して酸素に向かって流れる電子のすべてが菌体構成に有効に使われず、細胞表面荷電を通じて培地中に放出されたり、硫化物、グルタチオン、助酵素の分泌といったような形で、増殖の場に還元物質を放出することが知られている。

このような層分化が起きた段階では、表層酸化層では主として好氣的代謝が、下層還元層では

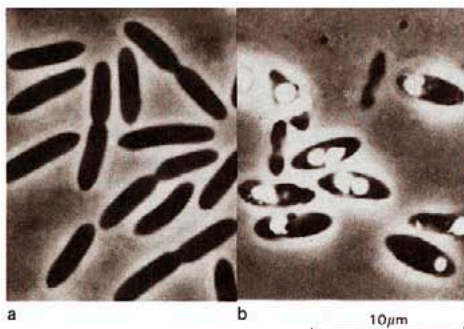
主として嫌氣的代謝が行われる。

嫌氣的代謝が開始されると有機酸が蓄積される。有機酸のうち最も多量に蓄積されるのは酢酸であり、その他蟻酸、プロピオン酸、酪酸、乳酸等が検出されている。アルコール類も生成されるが、消費速度も速いので有機酸のように蓄積しない。検出されているアルコール類としては、エタノール、2,3ブタンジオール等がある。

これらの有機酸類の生成は、通性嫌気性細菌と嫌気性細菌の醗酵によるものである。有機酸類が蓄積されるようになると、有機酸類を代謝して有機物の完全無機化段階を遂行する微生物群が活動を始める。この群の微生物は限られており、メタン醗酵菌群と硫酸還元菌群の一部である。有機酸の代謝で最も末端にあるものは、蟻酸と酢酸であり、蟻酸を炭酸と水素に分解する系は多くの嫌気性並びに通性嫌気性菌が保有している。これに対して、酢酸を炭酸と水に分解する微生物群は上記二群に限られており、その意味で炭素化合物の無機化の末端酸化を行う菌群として重要である。6,7年前までは、硫酸還元菌には酢酸を酸化しうる菌株は存在しないと考えられていたが、前述したようにPfennigとWiddelが酢酸を酸化しうる数種の菌を見出し、硫酸還元菌の自然界における位置付けは大幅に書き換えられるに至っている。

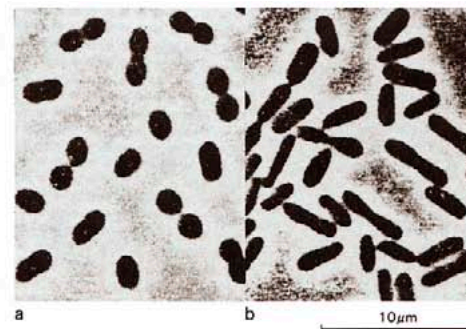
*Desulfotomaculum acetoxidans*に極めて類似した菌は、最近水田土壌からも単離された。この菌は、酢酸と同時に乳酸もほぼ同様に利用しうるので、土壌中ではたして酢酸を代謝しているのか、また*D. vulgaris*との関係はどうなっているのか等の解明が今後に残されている。ところで、場の酸素が消費し尽くされて、酸化還元電位が-100mV以下に低下すると、硫酸還

写真1 - *Desulfotomaculum acetoxidans*



a 生長した細胞 b 細胞中に白く見える球状の物体が孢子  
<写真1及び2は、WiddelとPfennig, 1971, 1981による>

写真2 - *Desulfobacter postgatei*



a 汽水底土 b 海底土

写真3 - 春先の湛水前に掘出した水田土壌の作土断面





元菌の増殖の場が確保されたと考えることができる。この場合は、前記した土壌の酸化還元電位の分布に見るように、不均一に分布する微小の場である。土壌全体の平均としてはまだ酸素が残っていても、微小部位に分けて見ると必ず酸素のない酸化還元電位の低い場が存在する。このような場では、嫌気的な醗酵によって有機酸の生成と消費が起こっており、酢酸や乳酸が蓄積する。したがって、このような場では硫酸還元菌の増殖に必要なエネルギー及び炭素源が準備されていると推論することができる。このような場で硫酸還元菌が増殖し始めると、生成する硫化物によって近傍の場が還元され、増殖の場は次第に拡大されると考えることができる。この模様は、<sup>35</sup>Sで標識した硫酸塩を水田土壌に添加して、一定期間インキュベートし、その後過剰の<sup>35</sup>S O<sub>4</sub><sup>2-</sup>を除去してラジオオートグラムを撮った像（アーバン・クボタNo.23, p.23）から窺うことができる。写真は示していないが、時間経過を追った結果によると、インキュベーション開始後1週間くらいから、数少ない小斑点が出現し、その後、時間経過に伴い斑点の数が増加すると同時に、斑点の大きさも増大してくることが観測されている。また、この斑点の分布様式を森下の1-Index

によって解析すると、ランダムではなく集中分布型を示した。大きな斑点の集中している部位では、しばしば有機物遺体が観察されたこと、及び泥状の水田土壌をよく攪拌して硫酸還元菌の芽胞の分布をランダムにした後に、土壌の中心部に少量の澱粉が繊維素を添加してインキュベートすると、2週間後の硫酸還元菌数の部位による分布は集中分布型となった(図5)。したがって、硫酸還元菌の分布が集中分布型をとるには、有機物遺体が関与していると推定される。この推定は、水田土壌中の有機物遺体の分解を経時的に観察した和田らの結果によっても支持されている。ところで、硫酸還元の結果、生成される第一次化合物は硫化水素であり、硫化水素は水に可溶であるから直ちに土壌水中を拡散し、比較的縁の明確な斑点像を示さないはずである。ところが、前述の写真（アーバン・クボタNo.23, p.23）のように、縁の明確な斑点像が得られていることは、細胞から分泌された硫化水素は、場に溶存している2価鉄と直ちに結合して、硫化鉄として細胞周辺に沈殿させられることを意味する。2価鉄は、土壌が湛水され場が硫酸還元菌の増殖を開始しうる状態になるまでに、場の還元進

行過程の中で大量に、予め生成されることは、高井ら（1961年）の研究で既に明らかにされているところである。水田土壌が老朽化して鉄が欠乏してしまった土壌においては、硫化水素は遊離のまま存在し、稲の根腐れを起こすことは、塩入らが秋落現象として既に古く解明したことである。ラジオオートグラムで観察された白い斑点は、したがって、<sup>35</sup>S硫化鉄の存在の場、硫酸還元菌が硫酸還元を行い、増殖した場と見なすことができる。硫酸還元菌を含む凝集体さきに述べたように、硫酸還元菌が増殖に際して生成する硫化水素は、直ちに硫化鉄としてその場に沈殿するとすれば、硫酸還元菌の細胞は硫化鉄に取り囲まれた凝集体の中に存在すると推定される。この推定は、次に述べるいくつかの事実によって裏付けられる。(1) 土壌を直接水で分散させて計数した硫酸還元菌数に比べて、土壌の構造体を破壊する処理 超音波処理を行った後に計数値が増大する(表3)。(2) 金属キレート剤 EDTA (Ethylene diamine tetra acetate) を土壌懸濁液に添加して硫化鉄を溶解させると、硫酸還元菌の計数値が高

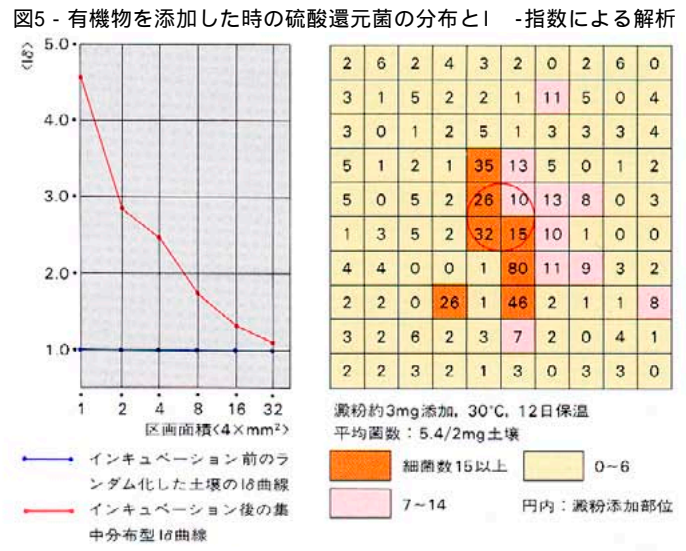
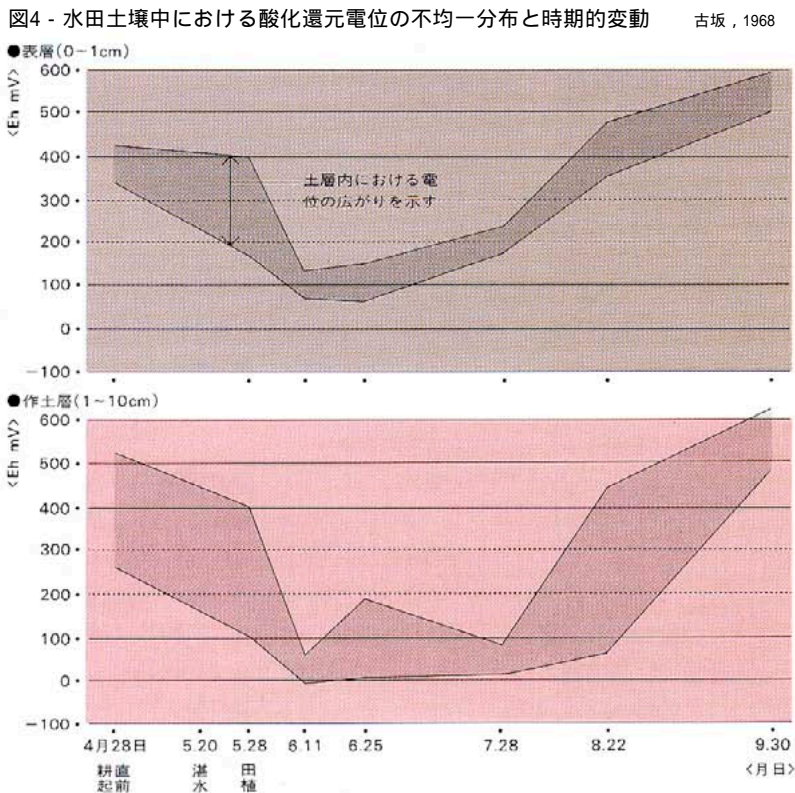


表3 - 土壌を音波およびEDTA処理した場合の硫酸還元菌数の増加

	沈殿部		上澄部	
	I	II	I	II
無処理	30.2	27.0	35.0	44.0
音波処理	49.2	55.6	44.0	61.2
EDTA処理	28.2	30.2	50.6	65.6

I, II: 試料I及びII, 数は嫌気培養によって現われた細胞数



まる(表3)。

(3) (1), (2)何れの操作によっても、硫酸還元菌以外の細菌の計数値は高まらない。したがって、凝集体は硫酸還元菌特有の凝集体であり、畑土壌の団粒に相当する構造体である。

この凝集体は、微量の酸素を含む水で分散させると硫化鉄は直ちに酸化され、可溶化されて、中に閉じ込められていた硫酸還元菌が放出される。

いま、水田土壌全体としてゲル状態中の凝集体について考えてみよう。硫酸還元菌の増殖が進めば進むほど、凝集体相互の結合が行われ、次第に大きくなって行くであろう。そして、微量の酸素がその外側から拡散してきた場合、硫化鉄が直ちに自動酸化し、酸素の内部への浸透を阻止し、内部の硫酸還元菌は、酸素による阻止を受けることなく安全に保たれる。

また、落水後、土壌が乾燥すればゲルが凝集するに伴って、硫化物、硫化還元菌及び土壌粒子を含む凝集体も、凝集により一層密な構造体となるはずである。このような構造体は、より一層酸素の拡散を阻害するであろう。

秋口に、3箇の鉄でおおわれた凝集体(赤褐色をしている)を取り出して、その構造を力学的に破壊して硫酸還元菌数を計測すると、青灰色をして還元状態に保たれていた土壌と、ほぼ同じ菌数が計測される。つまり、凝集体の外側が完全に酸化状態になっても、内部には酸素の侵入が行われなかったことを示すといえよう。

硫酸還元菌は、このような硫化鉄で取り囲まれた城塞都市を造り、その中に生存しているので、田面水中(酸素分圧が日中過飽和になる)でも、酸化層中でも生存することが可能である。

水田土壌中の硫酸還元菌の化学的活性  
水田土壌中の硫酸還元活性は、土壌中の硫化物量を化学的に計測し、一定期間内の硫化物の増加量によって推定しているのが通例である。この方法によるときには、一、二週間のインキュベーションの期間が必要であり、その間に硫酸還元菌の増殖や死滅が起こっている可能性があり、また生成された硫化物も、酸素による酸化や、光の当たる場では緑色及び紅色硫黄細菌による酸化を受けるので、厳密に言えば、単位時間内の硫化物量の増大量で、その場の硫酸還元活性を示すことは限定された場合に限られる。水田土壌の物質代謝を微生物との関連のもとに解析した高井らの研究は、注射筒内に水田土壌

を密封し、水田土壌のモデルとして閉鎖系内の反応解析を行っている。この研究によって、土壌中の物質代謝は好氣的呼吸から嫌氣的醗酵へと段階的に進行し、熱力学的にエネルギーレベルの高い段階から、より低い段階へ、つまり酸素呼吸から硝酸呼吸、醗酵、次いで硫酸還元及びメタン醗酵へと段階的に進行するという、段階説が樹立された。土壌を全体として一つのマスと見なす場合の一般像が提示されたのである(図6参照)。

現場の土壌中の物質変化、微生物の変化を明らかにし、その変動を制御しようとする場合には、高井らの研究に見られるような、巨視的立場から土壌全体を一つのマスとして扱う立場からの研究と同時に、場の不均一性を微生物の大きさに対応した微視的立場の問題としてとらえて解明する研究が必要である。

硫酸還元菌の多くは、強力なハイドロゲナーゼ活性をもっており、分子状水素で硫酸を還元することができる。この特性を使って土壌に硫酸塩を添加し、気相を水素で置換して水素吸収速度を計測することによって、土壌のポテンシャルな硫酸還元活性を測定することができる(図7)。ポテンシャルなという意味は、現実に土壌中に起こっている硫酸還元活性ではなく、飽和量の水素と硫酸塩存在下で、土壌中に存在する硫酸還元菌群の示す活性を意味する。

この方法を用いて検討した結果、硫酸還元菌は湛水後約3週間目と、土壌温度の高まる7月末から8月中旬にかけての二つの時期にポテンシャルな活性のピークをもつこと、活性のpH依存性や硫酸根濃度依存性が、純粋培養した菌懸濁液のそれとは異なること等、興味ある現象が見い出された。しかしながら、

反応 $H_2SO_4 + 4H_2 = H_2S + 4H_2O$ の化学量論的性格は、土壌中においても変化しないことも明らかにされた。

これらの現象の内容をさらに細かく検討するためには、硫酸還元菌と土壌を用いることは実験的に困難なので、いくつかの素材と他の微生物を使って検討した。

#### 凝集体

硅酸ゲル粒子と大腸菌の各々の濃度並びに菌密度を変えて混合すると、菌密度に比べて硅酸ゲル粒子濃度が低い場合には、写真4aに示すように菌細胞の外周にわずかの燐酸カルシウムゲル粒子が付着するのみで、大腸菌のコハク酸酸

化という化学的活性にはほとんど影響を及ぼさない。

これに対して、燐酸カルシウムゲル粒子濃度を高めると、写真4bに示すように細胞は多量のゲル粒子によって取り囲まれた状態になる。この状態が形成されるときは、ゲル粒子と細胞の結合が起こるのみでなく、ゲル粒子相互間、ゲル粒子と細胞の結合体相互の結合も同時に起こり、ゲル粒子-細胞複合体が形成される。

このような状態になると、複合体内部への基質及び酸素の拡散が阻害され、大腸菌によるコハク酸酸化の速度の低下が見られるようになる。図8はこの現象を、基質濃度の低い場合に共存するゲル粒子濃度を高くすると基質酸化速度が低下する実験例で示したものである。水田土壌中に存在する硫酸還元菌も、土壌の粘土鉱物や硫化鉄のコロイド粒子に取り囲まれた複合体を形成しており、この例と同様の基質や、酸素及び水素ガスの拡散が著しく阻害される状況の下に存在するのであろう。

このような凝集体を形成しながら増殖する硫酸還元菌は、予めその場に存在するエネルギー源となる基質を消費し尽くした場合、外部からの拡散による基質の補給はほとんど不可能となる。有機物の微小な粒子と、これを代謝し、乳酸あるいは酢酸を生成しうる他の細菌を、同時に凝集体内にくるみ込んだ場合は、さらに増殖が可能となる。

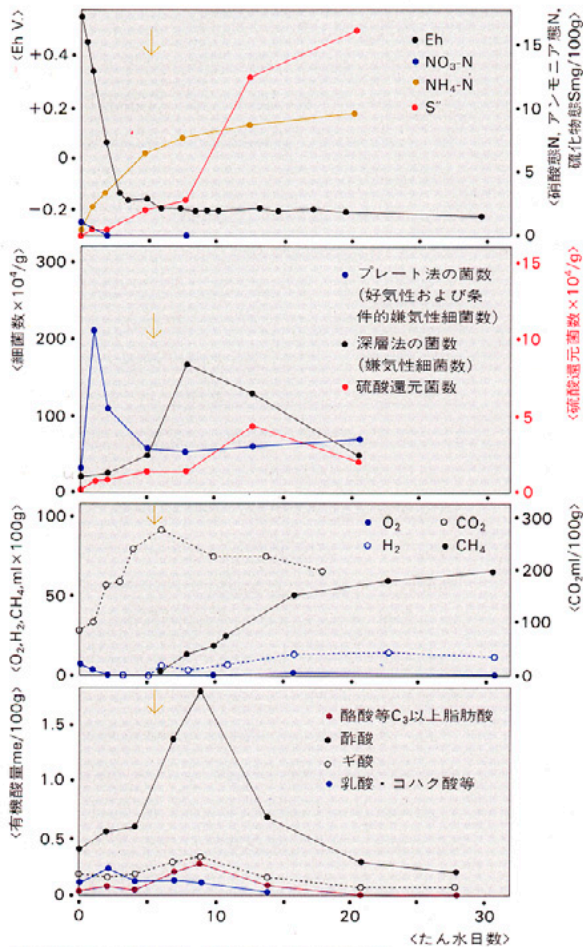
しかしながら、凝集体を完全分散させて計数した細胞数と、手で分散させて計数した細胞数の比が数倍程度であることから推論すれば、何れにしても一凝集体内の増殖は、極めて制約されたものであろう。したがって、数10倍も菌数が増大するという場合は、一つの部位での増殖だけでなく、増殖を起こす場が増大することを含んでいるのであろう。その詳細は今後に残された問題である。

#### 界面の影響

土壌は、母材である一次鉱物、粘土、有機物遺体(腐植を含む)等の固体成分と、土壌ガス、土壌水及び微生物からなる分散系であると見なすことができる。したがって、相的に見ても、固、液、気の三相からなり、質的にも多様な、そして広大な界面が存在する場であり、微生物はすべてそのような界面に存在しているといえる。界面に存在する微生物の諸特性(溶液中に存在した場合との違い)については、



図6 - 注射筒内たん水土壤中における微生物の動態  
愛知県碧南市の水田土壌風乾土：35°C保温 <高井ら, 1955, 1957>



黄色矢印の前：第1段階，黄色矢印の後：第2段階。

図7 - 数種の水素受容体共存下の水田土壌の水素吸収  
<古坂, 1968>

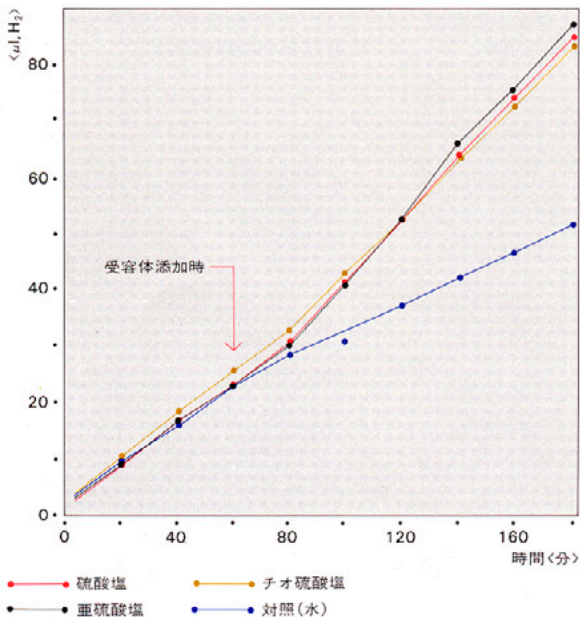


図8 - E.coliのコハク酸酸化活性と燐酸カルシウムゲル量との関係 <山岸・古坂, 1965>

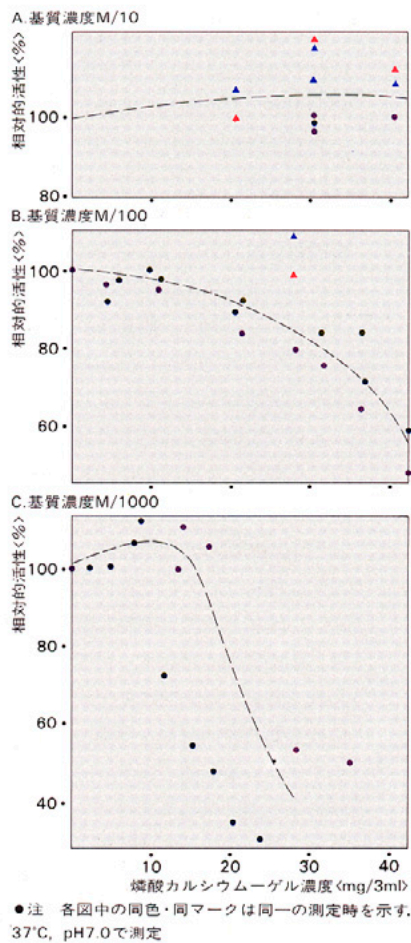


図9・a - ギ酸酸化とpH，基質M/10ギ酸ソーダー (各々の最大活性を100とす) <服部, 1965>

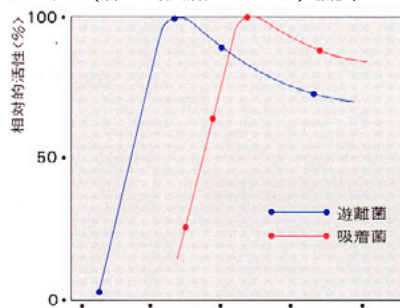


図9・b - グルコース酸化とpH基質M/10グルコース <服部, 1965>

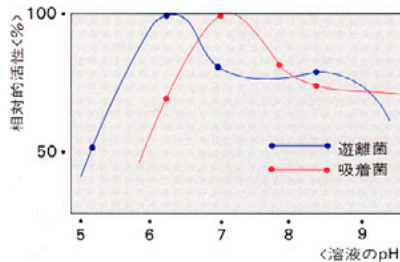


図10・a - ギ酸酸化と基質濃度 <服部, 1965> (pH7.0, 各々の最大活性を100とする)

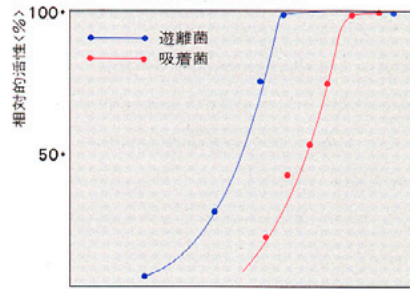


図10・b - ラニン酸化と基質濃度 <服部, 1965>

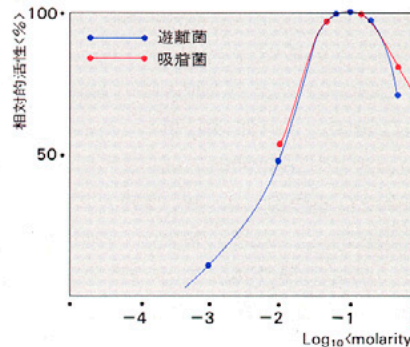


図11 - 水溶液中および土壌における Nitrobacter agilisの硝化とpH <Mac Laren, 1963>

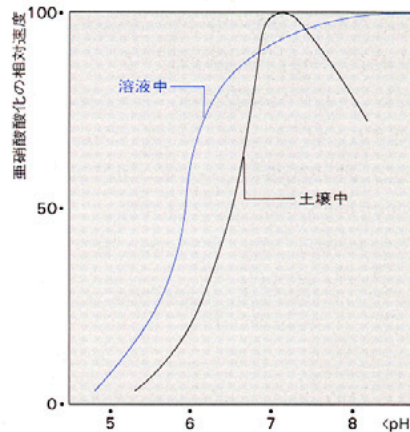
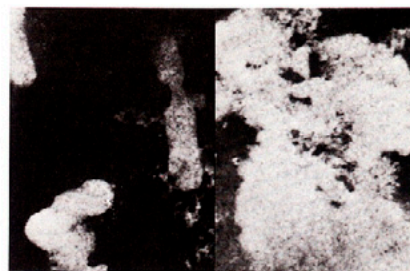


写真4 - 大腸菌とカルシウム燐酸ゲル粒子複合体の電子顕微鏡写真 (9,000倍)



a ゲル粒子濃度の低い場合 b ゲル粒子濃度の高い場合 <山岸ほか, 1968>



近年かなりのモデル的研究の集積が行われている。

界面における電気二重層

陰イオン交換樹脂DowexI塩素型と、大腸菌細胞を混合し、一定時間放置後洗滌することによって、樹脂表面に一層の細胞が凝着した標品（凝着菌）を作ることができる。このような標品を用いて蟻酸とグルコースの酸化速度のpH依存性を調べると、図9 a, bに示したように、水のみ懸濁した大腸菌（遊離菌）のそれとは明瞭なズレが観測される。

また、アラニンおよび蟻酸の酸化速度の基質濃度依存性を調べたところ、分子内中和の起こるアラニンについては、凝着菌と遊離菌の差は認められず、二つの曲線は重なった(図10b)。それに対して、蟻酸の場合は両者の間にズレが認められ、遊離菌の方が低い基質濃度で飽和した(図10a)。このような現象は、界面付近においては静電的二重層が形成され(樹脂の陰イオン層の外側に陽荷電層が形成される)、その中に細菌細胞が浸されると仮定することによって説明される。すなわち、界面近傍においては、陽荷電をもつ水素イオンが溶液中より濃縮され、陰荷電をもつ蟻酸イオンは逆に薄められる。実測できるのは溶液側の濃度であり、界面における実効pHや実効濃度は、それとはズレているはずである。pHのズレについては、Mac Larenによって界面電位との間にpH界面 = pH溶液 + 1/60の関係が求められている。

上記の仮定は、陰イオン交換樹脂を陽イオン交

換樹脂に替えると遷移の向きが逆になること、凝着菌を樹脂から離して遊離菌として用いるとこのようなズレがなくなる事実等によって支持されている。さらに、亜硝酸酸化菌を集積培養した土壌と、単離人工培養した遊離の亜硝酸菌の亜硝酸酸化活性 pH曲線にズレが認められている(図11)。

凝着による他の影響

樹脂凝着菌その他の例で見られた現象であるが、凝着菌の基質酸化活性は遊離菌に比べて低下する。その主原因は、凝着菌の凝着面へは基質が拡散して到着できないためと推定されている。また、遊離窒素固定菌であるアゾバクターをカルシウム磷酸ゲル粒子の共存下で増殖させると、生活環に乱れが生じたり、生理的に変化が生じ、巨大細胞が出現したりすることが認められている。この変化がどのような内容をもつものかは解析されていない。

また、陰イオン交換樹脂に凝着した大腸菌細胞は、細胞表面に存在するある種の核酸を抜き取られ、基質の透過性に変化が生じること、あるいは細胞の表面荷電を樹脂に流すことによって、チトクロム系を通る電子の流れの横モレが起き、呼吸系と醗酵系の両者のバランスが多少くずれること等、複雑かつ興味ある現象が見い出されている。前記の事柄は、土壌のモデル系を用いた解析であり、現実の土壌中で起こる諸現象と安直に結びつけることはつつしむ必要がある。粘土鉱物一つをとってみても、モンモリロナイトのような2:1型鉱物は層間に水を吸収して膨

潤する際、水と同時に水に溶けている基質も取り込むことができる。層間に入った基質は、周囲の基質濃度が低下すれば溶出して来る。

また、粘土鉱物も単離した粘土鉱物自身とは異なり、多くのは腐植によって被覆されている。したがって、表面荷電もむき出しのものとは異なっている。

この例が示すように、土壌粒子それ自身、部位によって性質が異なるばかりでなく、その種類も多様である。したがって、一定の量(例えば1g)の土壌を用いれば平均化された化学的活性が測定されるが、それが時間経過に伴って変化する場合、その変化の要因をえぐり出すことは、非凡な着想か、数多くの解析的、間接的検討を積み重ねる必要がある。

沿岸域海底土中における硫酸還元

海底土中で起こる硫酸還元反応と、水田土壌中のそれとの最も大きな環境条件の違いは、前者は十分量(17mmol・l<sup>-1</sup>)の硫酸塩をもつにもかかわらず、後者は制限量(<2mmol・l<sup>-1</sup>)の硫酸塩しかもたないことにある。

また、水田においては秋から春の休耕期に、好氣的代謝が作土層(表面から15cm付近まで)全面にわたって起こるばかりでなく、作付のための耕起により土層の攪乱を受ける。これに対して、海底土の場合は底生動物による攪乱(通常表面から10cm以内)はあるものの、土層全般の攪乱は少ない。さらに、物質の移動は、水田の場合は田面水の地下浸透と拡散の両者によるが、海底土の場合は海水の地下浸透はなく、

図12 - リムフィヨルド沈積物の垂直分布

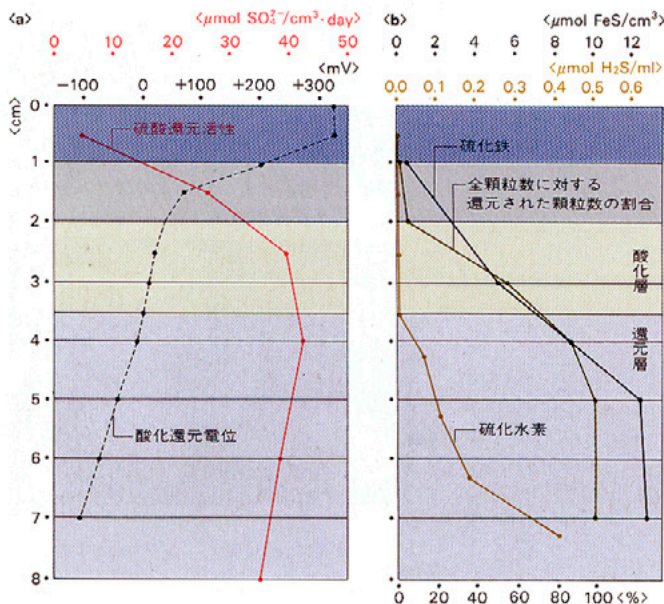


図13 - リムフィヨルド沈積物中の硫酸還元菌数と酸化還元電位の関係

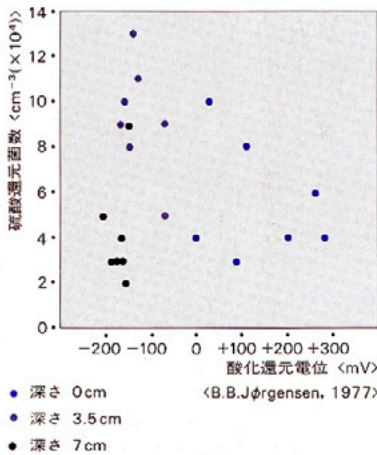
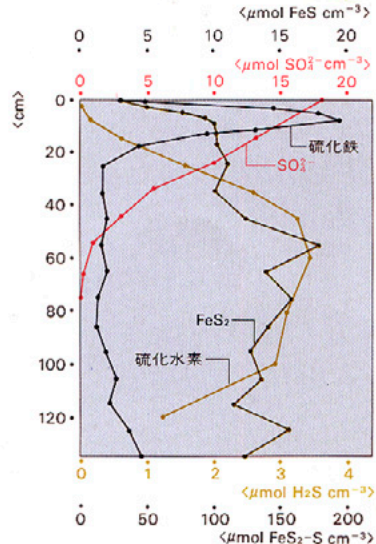


図14 - リムフィヨルド沈積物中の無機硫黄化合物の層位分布





拡散のみによっている。したがって、海底土層は水田土層に比べて、はるかに安定した均一の層であるとみなすことができる。

有機物の無機化に際しても、海底土における好気代謝は表面から数cm、海水中からの酸素拡散速度が海底土中の消費速度とつり合う範囲内（夏季は浅く冬季は深い）のみで起こる。これに対し、水田土壌では湛水中でも稲根からの酸素放出があり、作土層全般で起こっていると考えられる。そして、海底土においては、硫酸還元反応が有機物無機化の末端反応を担う主要なものであり、全体として見ても約50%を担っていると主張されている。(Jørgensen, 1977)

海底土中にもメタン菌は存在するが、硫酸還元菌の方が酢酸や乳酸に対する親和性が高いこと、耐塩性のメタン菌が少ないこと、硫酸塩濃度が高いこと等から、メタン菌による有機物代謝は極めて小部分を占めるにすぎないと考えられている。この点もまた、硫酸塩濃度に支配されながら、硫酸還元反応とメタン醗酵が競合する水田土壌との大きな違いである。

このような海底土と水田土の差異を念頭にとどめながら、もう少し詳細に海底土の硫酸還元反応について、デンマークのリムフィヨルドの海底土に関するB. B. Jørgensen教授の研究を中心に説明することにする。

図12aに見られるように、各期の海底土においては表層1cmまではEh +200から+300mvを保ち、典型的な含酸素層 (oxygenated layer) として存在する。この層以下3.5cmまでは酸

素量は次第に減少し、恐らく3.5cm付近で完全な無酸素状態となるであろう。H<sub>2</sub>Sがこの層以下で認められることや、H<sub>2</sub>Sを酸化する硫黄酸化細菌の一種*Beggiatoa*属菌が、この層より上に多数存在することから、彼は3.5cmの面を酸化層と還元層の境界と考えている。そして3cm付近までは、大部分の鉄は3価の状態が存在する。

それはそれとして、図に示されるように表面下1~2cmの層以下で硫酸還元が起こり、3.5cm付近で最も活性が高い。それは恐らく、この付近には硫酸還元菌の基質となりうる植物プランクトンの遺体が最も多く集積しているためであろうと考えられる。

この層以上では、遊離のH<sub>2</sub>Sが全く検出されないことは、酸素及び*Beggiatoa*の存在によってS<sup>0</sup>(元素状硫黄)及び硫酸に再硫酸化されてしまうためと考えられる。硫化鉄の集積は、1.0cm付近から始まり5cm付近で最大となり、以下の層ではほとんど一定となる。

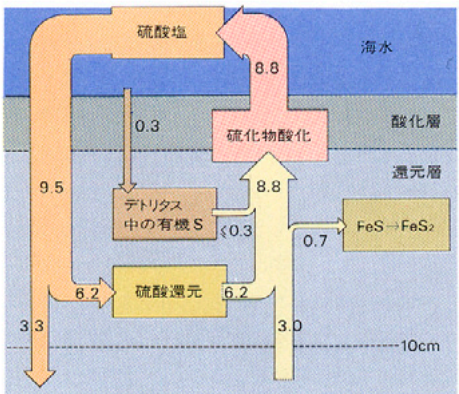
硫酸還元菌の計数値は、各層位に関係なく2~13×10<sup>4</sup>cm<sup>-3</sup>の値を示した(図13)。ここにおいても水田土と同様、酸素の存在する場においても硫酸還元菌は、無酸素の場と同様に存在するという結果が得られている。この存在を支えるものとして、有機物、特に底生動物の糞塊の重要性を指摘している、そして、海藻*eelgrass* (*Zostera marina*)と葦(*Phragmites communis*)の乾燥磨砕物を海底土に加えたモデル系を用いた実験から、100μmくらいの有機物

遺体が、酸素存在下においても、硫酸還元の場合すなわち硫酸還元菌の増殖の場となりうることを示した。現場の海底土においても、デトリタス顆粒が、硫酸還元の間となっている結果が、図12bの還元された顆粒の割合で示されている。

ところで、FeSは安定した化合物でなく、沈積物中でパイライトに変化する。層位による沈積の様相を図14に示した。FeSは分子状酸素あるいは硫黄酸化細菌の働きによって、酸化されてS<sup>0</sup>を生成する。生成したS<sup>0</sup>は残りのFeSと反応して、FeS<sub>2</sub>パイライトを形成するであろうことが、Berner (1970年)によって提唱されている。しかしながら、パイライト形成の機構、特に微生物の関与については、今後の研究に待たねばならない。パイライトが形成される層は、無酸素状態と有酸素状態が交互に入れ替わるか、微小な場で一側面が微量の酸素に接し、他の側面は酸素のない環境に接しているような場で起こりうることは、海底土における前記の結果のみならず、水田土壌中の有機物遺体中でのパイライト集積について、和田の研究からも容易に推定されるところである(写真5)。

Jørgensen (1977年)は、リムフィヨルドにおける無機硫黄化合物の収支バランスを図15のようにまとめている。この図によれば、硫酸塩は還元と酸化の循環をくり返し、その間に有機物の無機化を行っていることになる。

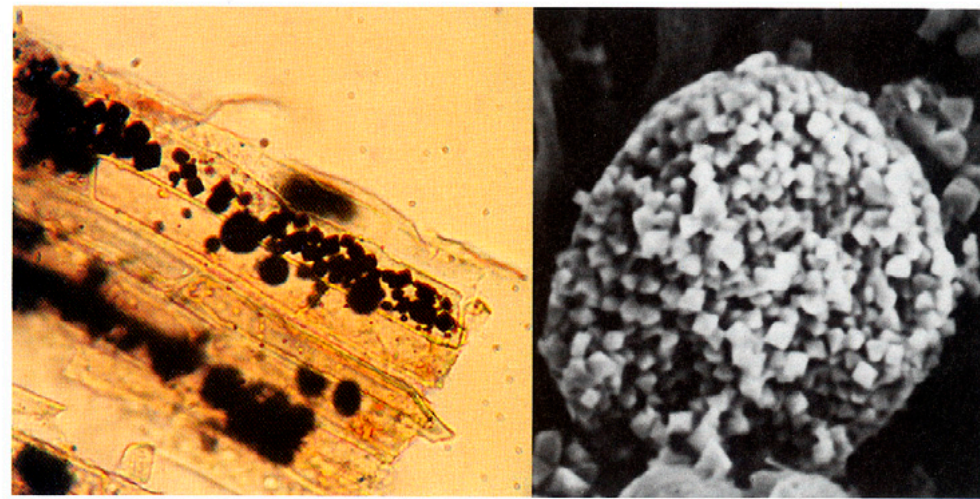
図15 - 海底沈積物の硫黄循環 (Jørgensen, 1977)



図中の数字は各種硫黄化合物の変換速度(m mol S·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup>)すべての調査地点での2年間の計測地の加重平均で示した。

写真5 - 植物遺体中のパイライト顆粒 (タイの水田土壌から採取)

<何・和田, 1985>



a 植物遺体中に黒色をした多数のパイライト顆粒が認められる。光学顕微鏡 (約1,000倍)  
b パイライトの球形顆粒の電子顕微鏡写真。球形顆粒中には正立方体のパイライトの結晶が密に詰まっている。



# 3 酸性硫酸塩土壌をめぐって

## 酸性土壌と酸性硫酸塩土壌

久馬一剛 = 京都大学農学部教授

## 農地開発と酸性硫酸塩土壌

村上英行 = (元) 鳥根県農業試験場長

## 強酸性土壌と鉄・イオウ細菌

加村崇雄 = 新潟大学農学部教授

## 阿蘇カルデラの酸性硫酸塩土壌

川崎 弘 = 九州農業試験場土壌肥料第四研究室長

## 酸性土壌と酸性硫酸塩土壌

### 酸性土壌とは

編集 本日は、酸性硫酸塩土壌について、いろいろとお伺いしたいと思います。最初に久馬先生からお願いいたします。

久馬 私のテーマは、酸性土壌と酸性硫酸塩土壌ですが、酸性土壌の方は、これはもう日本では多くの人が頻りに耳にしている言葉だろうと思います。日本の自然の条件では、土を酸性化する要因が非常に強いので、酸性土壌ということがすぐに問題になるからです。例えばホウレンソウをつくらうと思ったら、石灰をまいて、まず土を中和してかからないとうまくできない。麦なども土を中性化してからでないと、いい収量が得られません。米の場合には酸性だからといって、とくにどうこうという問題はないのですが、畑作物の場合には酸性土壌のためにいろんな作物で障害が起こります。こうしたことから、酸性土壌という言葉は、一般によく知られているわけです。

では土の酸性というのはどういうことか、こう改めて問い直されますと、これは必ずしもよくわからない面があります。現実には、土が酸性であるかどうかは、具体的な操作で決めているというのが実態です。その操作というのは何かというと、まず土の懸濁液をつくる。土に水を加えてペーストよりはもう少しドロドロにした形にして、それに今ですとガラス電極 pHメーターを突っ込んで、pHを測定します。そして普通は、pHが6.5よりも低い場合に土は酸性だといいます。厳密に言うと、pH7以下はすべて酸性になるのですが、pHが6.5~7というのは、実際の利用上は余り考慮する必要もない弱い酸性ですから、普通は6.5以下を酸性というわけです。こうして、操作的に酸性土壌というのがまずとらえられます。

では、そういう酸性の原因になっている物質は何かといいますと、これは、何らかの遊離の酸があるか、あるいは土の中の水と反応して酸性を示すような何らかの酸性物質があるか、そのいずれかということになります。普通の土ですと、遊離の酸としてはまず有機酸のようなものが考えやすい。また酸性物質としてはアルミニウムの化合物というのが一番考えやすい。例えば硫酸アルミニウムのようなもので、これは、加水分解して酸性を示すということになります。

しかし普通の土だと、こういう遊離の酸や酸性物質はほとんどなく、土の固相がもっている酸性物質が問題になるのです。この場合、固相に吸着されている水素イオンというのをまずは考えるわけですが、強い酸性の土になりますとアルミニウムイオンも考えられます。普通は、pHとして即はかれるように解離している水素イオンを活酸性といい、土に吸着されていて簡単には出てこないけれども、何かの処理をすると出てくるものを潜酸性といっております。潜酸性の方は、pHメーターではかかってはかかれなくても、何か処理をすると出てくる。よくやるのは、塩化カリの溶液で土を処理する方法で、そうすると大量に出てくることもあるわけです。このように、活酸性というのは土壌酸性の強度を示し、潜酸性というのは土壌酸性の容量を決める。そういう区分ができると思います。

ところで、酸性の起源といいますか、なぜ酸性になるのかということになりますと、一つは、まず土の固相をつくっている部分。これは粘土とか有機物ですけども、これが負の電荷をもっている。この負の電荷の出る理由としては、粘土の結晶構造ができるときに、その構造の中で陽イオンの間の交換が起こって、例えば4価の珪素 ( $\text{Si}^{4+}$ ) がほぼ似たようなサイズの3価のアルミニウム ( $\text{Al}^{3+}$ ) で置き換わりますと、プラスが減って、相対的にマイナスが増えます。そういう格好で、粘土の表面に負の電荷ができる、そういうのが一つの理由です。それからいろんな遊離酸化物とか粘土でも、結晶の末端では、例えば珪素とかアルミニウムが水酸基をもって電荷を中和しているという形になっています。pHが高くなると、そういう水酸基から水素イオンが外れて負の電荷を生ずる。要するに水素イオンの解離がpHによってコントロールされているわけですが、そういう形で生ずる電荷もある。土壌有機物(よく腐植といわれますが)も、やはりいろいろな酸性基をもっていて、これらもpHによって支配される電荷に寄与しています。

このようにそれぞれの土というのは、ネガティブの電荷をもつ手を何本かその土ごとに決まった数もっているわけで、これが水素イオンやアルミニウムイオンのような酸性物質で占められるようになると、要するに酸性物質がこういう手によってつかまえられるといった状態になると、これは土が酸性を示すということにな



るわけです。

そのネガティブの手、つまり負の電荷の全部が、カルシウム、マグネシウム、カリ、ソーダといった一般にいう塩基類（ベース）で飽和されておれば、これは水素イオンの給源がないわけですから、土は中性である。さらには、こういう塩基類の遊離の塩、とくに重炭酸塩が生じますと、これはむしろアルカリ性を呈するということになるわけです。乾燥地には、こういう土があります。

このように、土のもっているネガティブチャージ（負の電荷）が完全に塩基類で飽和されておれば中性の状態、そこから塩基が抜けて、水素イオンあるいはアルミニウムイオンが入ってくると、これが酸性の状態ということになります。では、なぜそういうふうに、塩基が抜けて水素イオン、あるいはアルミニウムイオンが入ってくるのかというのが問題なわけです。最初に言いましたように、日本の自然条件では、そういうプロセスを促進するような要因が強いのです。日本の土はすべて酸性である

一つは、日本は雨がが多い。日本は温帯にありながら、低地においても平均して千数百mmの雨が降る。高いところだと2,000mmを超えるような雨が降る。日本の温度条件で最大蒸発散量を計算しますと、例えば京都では年間800mmぐらいです。京都での雨量は1,500~1,600mmですから、蒸発と蒸散で上に向けて抜ける水の倍ぐらいの量が降っているわけです。ですからその差の700~800mmの雨量というのは、土の中を通過して、地下水を通過して川に排除され、最終的には海へ抜けるということになる。こうして水が土の中を通過過程で塩基を溶かす。その土にももし遊離の塩があれば、これは溶かし出しますし、また、土が持っている負の電荷でつかまえているカチオンは、雨の中に含まれている水素イオンによって交換されて出ていく、かわりに水素イオンが入るといった形になるわけです。

そういう交換をするときに働くのが炭酸なわけです。大気中の炭酸ガスの濃度というのは、現在は0.03%。今から60年ぐらいたつと0.06%に増えるともいわれていますけれども、それはともかく、この炭酸が大気中に0.03%あるとすれば、これと平衡にある純水（何もほかのものを含まない水）のpHがどれくらいになるかというと、5.6ぐらいになるのです。ですから、大

気中では水のpHはいつでも5.6まで下がっている。要するにそれは炭酸の働きなわけです。ただ空気中の炭酸ガスをとかしこんだ水は、その程度の弱い酸ですから、大したことはないのですが、土の中ということになりますと、炭酸の濃度は大気中の10倍から100倍ぐらいになります。普通の畑でも土壌空気の中には1%ぐらいの炭酸ガスが存在します。そうしますと、水素イオン濃度はさらに下がって、もっと強い酸性化を起こすことができる。それが一つの大きい要因です。

それから自然の条件でも、硝酸とか、硫酸とかというのは多少ともできます。これは、火山から噴出される亜硫酸ガスとか、大気中に出ていく窒素酸化物、このごろですと内燃機関の燃焼によっても、ノックス(NOx)が排出され、それが大気中で酸化されて硝酸になって、雨によって落ちてくる。そういう形で塩基類を洗い流すような物質はたくさん含まれている。このように雨がが多いところでは、土は必ず酸性になるわけです。そして日本というのは、雨が非常に多い国ですから、日本の土は全部酸性だと言っても間違いではないんです。

日本における施肥の影響

ただ、以上のことに加えて、さらにプラスされるのが日本での大量の化学肥料の使用なんです。化学肥料のほとんどは、すぐ水に溶けるような中性塩です。中性塩というのは、それ自体としては酸性でもアルカリ性でもない物質です。例えば硫酸とか、塩化カリとかというのはみんな中性塩ですが、しかし、この中のアンモニウムあるいはカリというものは、最終的には作物によって吸い上げられてしまいます。そうすると残るのは、酸性分が残る。こういうのを生理的酸性肥料といいます。物質としては中性塩だけれども、生理的に酸性化する。この生理的酸性肥料の使用が非常に多いというのが、日本での土を酸性化する要因の一つになっているのです。それからもう一つ、肥料の利用との関連で大きいのは、日本では、わりあいアンモニア肥料を使うのですが、このアンモニアの微生物的な作用による硝酸への酸化の過程で、水素イオンが出てくるのです。この点も大きいのではないかと思います。ですから、日本の土が酸性だというのは、まず第一には気候条件ですが、それにプラスして人為の施肥の影響というのが非常に大きい。このように考えてもらっていいかと

思います。

以上のように、日本の土というのはおしなべて酸性なんですけど、ただ低地にある水田というのは、普通はそれほどきつい酸性にはならない。畑の土ですと、台地の黒ボク土などではpH4ぐらいのものがああります。また山の土でも、腐植が多いところは有機酸の影響もあると思いますが、まれには水で浸出するだけでpHが3.7とか3.8ぐらいまでは下がる場合があります。ところが水田の土というのは、普通はpH4まで下がることはないと思います。われわれの調査した範囲ですと、日本の水田の作土のpHの平均値は5.3~5.5の間ぐらいだと思います。

酸性硫酸塩土壌 問題の経緯

ところがここにただ一つ例外がありまして、それがきょうの主題である酸性硫酸塩土壌です。低地の土というのは、いま述べましたように、普通はpH4を割るような強酸性にならないのですが、酸性硫酸塩土壌ではpH4を切るのがむしろ普通です。そこに、この土が特に問題にされなければならぬ理由があると思います。酸性硫酸塩土壌を初めて記述したのは、1735年、リンネウスというオランダの先駆的な科学者とされていますが、それ以後、世界のあちこちで同じようなものが出てくるという記録があります。日本で初めてこの問題を正面切って取り上げられたのは小林嵩先生で、先生が茨城県の霞ヶ浦などを含むあちこちの干拓地でおやりになった仕事の報告書です。これは、1939年のことで、これが日本で、酸性硫酸塩土壌が科学的に研究され、記述された最初です。

それ以後は、あちこちから報告が出てきております。というのも、これは、農地開発との関連で問題になるからです。農地開発というのは、かつては、もっぱら海岸の小規模な干拓によったわけで、海岸の干拓の際には酸性硫酸塩土壌が問題になるのが普通です。ところが、ごく最近になりますと、丘陵地での農地造成に大規模な機械を使って改良山なりというような工事が行われるようになった。これは、古い地層を大きく切ったり盛ったりして農地をつくる。そうしますと、丘陵地あるいは洪積の台地の地層の中には、古い地質時代の海成粘土層が挟まれている場合が多いので、この海成粘土の中の酸性原因物質が地表にさらされ酸化されて、酸性硫酸塩土壌になる。そういうケースが目立ってきています。このように日本では、海岸部の干拓



や丘陵部の改良山なりというように、農地開発に際して酸性硫酸塩土壌問題がクローズアップされてきたと思います。

同じことが熱帯についても当てはまりまして、最近、東南アジアでは酸性硫酸塩土壌の問題が非常に大きな問題になっているのです。東南アジアでも、容易に農地にできるような既存の土地がもうなくなってしまい、新たに海岸の低湿地を何とかして農地に開発したいということになってきました。そのためにこの土壌が大きな問題になっているのです。このように近年の酸性硫酸塩土壌についての関心は、もっぱら農地開発との関連で出てきているわけです。

#### 酸性硫酸塩土壌の成因と生成過程

では、酸性硫酸塩土壌の原因物質がどのようにしてできるのか、ということになりますが、これについてはかなりよくわかってきております。こういうものが見られる典型的なところは、例えば水の動きの少ない内湾やラグーン（潟湖）のような環境です。そういうところは、水の動きが少なく、その海岸にはかなり密生した植生が成立する。熱帯の場合ですとマングローブですし、日本などの場合にはヨシの原野が成立する。そうしますと、ここは水の動きが少ないですから、それらの植物遺体は簡単に動かないで底へ沈着する。沈着すると微生物の作用で強い還元状態をつくり出す。そうすると、海岸ですから、硫酸アニオンの供給は無限にあるわけで、硫酸の還元が起こる。そして硫化物（サルファイド）がつけられる。海岸の堆積物のなかには、これも還元状態では2価の鉄がいつでもありますから、この硫化物は、2価の鉄と反応して硫化鉄（FeS）として沈澱し、これがさらに元素状イオウと反応してパイライト（黄鉄鉱、FeS<sub>2</sub>）として海底にたまっていく。こうしてパイライトをためた泥が海岸にできてくるわけです。ところで、こういうパイライトを含んだ泥が、今度は、逆のプロセスで陸化する。デルタが自然に陸化していく、あるいは干拓のように人間が強制的に陸化させる。そういう過程になりますと、今度はそのパイライトが酸化されて、鉄の水酸化物として鉄を沈澱させます。3価の鉄というのは非常に溶解度が低いですから、酸化すると沈澱します。そうすると、陽イオンとしては水の加水分解によってできた水素イオンをとって遊離の硫酸ができるということになります。これが酸性硫酸塩土壌の成因なんです。

ですから、この強酸性というのは、パイライトの酸化によってできてくる。

そしてこの過程というのは、純粹に化学的なプロセスだけではなくて、イオウ細菌とか、鉄バクテリアとか微生物との共役のもとで、パイライトの酸化、硫酸の生成が進むわけです。この点については、後ほど加村さんから詳しいお話があると思います。

ちなみに、酸化すると酸性硫酸塩土壌になるような土、そういうパイライトのたまっている堆積物のことをマッドクレイ（Mud Clay）と呼びます。それから、それが酸化されて酸性硫酸塩土壌になったものをキャットクレイ（Cat Clay）といいます。キャットクレイというのは、オランダ語で書きますとKattekley（カッテクレイ）です。これは、もとは猫の糞の色からきたという説があります。私は、まだ猫の糞の色をよく見たことがないんですが（笑）。ただ、マッドクレイからキャットクレイができるような条件のところでは、酸化の中間産物としてジャローサイトというのができます。多少のイオウもできるのですが、イオウよりはもっと頻繁にジャローサイトができます。このジャローサイトの色が薄黄色なのです。われわれはよく稲わら色と言いますが、稲わらのような色をしているんです。おそらくキャットクレイというのも、そういう色の方からきている名前のように思います。

ところで、パイライトからジャローサイトを経てさらに酸化していきますと、結合していたイオウは最終的には全部硫酸になって、強い酸性を示すことになります。そして、一度できた硫酸は水に溶けますから日本のような雨の多いところだと、最終的には全部洗われてなくなるというところまでは本当はいかないのですが、事実上なくなるころまでいきます。そうした最終段階で、pHがどれぐらいになるかということ、これはオランダの人の研究があって、大体pH4.5～5の範囲におさまると言われております。ですから、パイライトが急速に酸化されていく時期というのは、pH2台までパッと下がります。けれども、そこでジャローサイトができます。いったんできたジャローサイトは、非常に緩慢にしか変化しません。ジャローサイトは加水分解して、徐々に、徐々に酸を放出しながら硫酸が抜けていく。この過程が非常に長くて、pH3台ぐらいのところでは

なり長い時間を経過して、最終的にはpH4.5ぐらいまではいくだろうと考えられています。それぐらいになりますと、人間が利用できるようになりますから、稲をつくるとか利用が始まる。そうすると灌漑水の影響や、あるいは人間の積極的な関与のもとで、もう少しpHを高くするような方向へ動いていき、pHも5.3とか5.5ぐらいになって日本の水田の平均に近づく、というようになるかと思えます。

#### 土壌断面からみたpH

編集 大気中と比べて、土の中には炭酸ガスが100倍ぐらいあるというのは、これは微生物の活動ですか。

久馬 微生物です。これはもう微生物がわんさか働いて炭酸ガスを土の中に放出する。しかし、大気と土の中では、ガス交換が思うようにいかないわけです。土の中の孔隙を通してしか出入りできない。そのために、土の中の炭酸ガスの分圧は、大気中の10～100倍ぐらいの範囲になります。構造の非常にいい土ですと10倍ぐらい。水田だったら完全に100倍でしょう。

編集 炭酸ガスの多いところでは、炭酸鉄ができていたような例はあるんですか。

久馬 ありますね。これは北陸あたりで多く、その後あちこちで見ついています。大概は有機物の供給がかなりあって、常時水飽和というような土のところでは、炭酸鉄が白く結晶化しているものもかなりありますし、もっとボヤックとしていて、余り結晶化の進んでいない沈積物の場合もあります。

編集 土の酸性というのは、土壌断面でいうと、一般的にはどのあたりが一番低くなるのですか。

久馬 自然の土というか、森林の下の土などで見ていると、表層は植物が塩基を吸い上げては落葉と共に土に返しますから、pHはわりあい高いんです。日本の土ですと、B層付近が一番pHは低いですね。水懸濁して4.5とか、そのあたりのものが非常に多いと思います。それより下へいくと、今度は母材の方で塩基を放出する能力をもったものがあるから、またpHは高くなってきます。B層で一番低くなるというケースが多いように思いますね。

編集 炭酸ガスの多いのはA層ですね。

久馬 炭酸の分圧が高くなるのはA層です。これは有機物があるからそうなるんです。ただその場合でも、大気中の100倍ぐらいの炭酸を考えておけば、まあ、それが限度だろうというこ



とです。100倍といったってpHは4.7ぐらいです。

ところが、土の中には有機酸も関与するし、亜硫酸ガスが酸化された硫酸も入ってくる。そういうことになるから、pH4の土があってもおかしくない。しかし、それ以下に下がるというのはほとんど考えられないのです。というのは、土のなかでのバッファの能力というのが非常に高いからです。それを越えて土のpHが下がるというのは、普通には考えにくい。

だから、pHが3台というような低いpHを示しているというのは、何かほかの要因が入っているからそうなっている。それが、この頃アメリカの分類でいわれるサルフェーリック層なわけです。つまり、分類上“sulf”というのがつくのは、pH3.5以下ということになっているんです。それは要するに、尋常的手段では到達し得ないpHだという意味なんです。こういうバイライティックなものが酸化したときにだけしかできない、それで“sulf”というのをつけている。そんな考え方です。

#### マングローブとマッドクレイ

編集 マングローブというのは、パイライトを含んだ泥のところでも平気ではえる……

久馬 はい。マングローブの下はマッドクレイです。

編集 普通だったら、マッドクレイのようなパイライトのたまるようなところでは植物ははえませんが、マングローブというのはそれにたえるメカニズムをもっていて、純粋の海水にも一部ははえますけれども、多くは汽水性、海水と淡水の多少ともまじったものから、水も養分もちやんと吸って生きられるようになっている。そういう植物がマングローブと総称されているのです。

ですから、マングローブという植物群には、たくさん種類があって、例えば沖縄あたりでも、メヒルギ、オヒルギ、ヤエヤマヒルギ、マヤブシギなどがそれなんです。世界全体ですと60種ぐらいのマングローブの樹種があります。

編集 下のマッドクレイという泥のところには、硫酸還元菌がたくさんいるのでしょうか。

久馬 硫酸還元菌はたくさんいるはずですね。

編集 硫酸還元菌がいても平気でマングローブというのははえてくる……

久馬 そうです。ただ、湿地植物というのは、空気のないところでも根を伸ばします。例えば稲もそうですね。それはそれなりのメカニズムをもっていて、地上部から空気を取り込んで、根の呼吸に必要な酸素をみずから調達する能力があるんです。マングローブの場合には、いろんな呼吸根の形態があって、例えば膝根といって根が地上部に下からひざみたくに出ているものがあります。また気根をもっているものもあります。ヒルギの仲間には大きい支持根をもっているのがあり、干潮時に見ますと、潮位の変動の幅にもよりますが、大きいものでは水面から1m以上も出ている。このように、地上部に根をいっぱい出しているわけで、根がまると出ていないまでも、地上部へ出した根で空気を吸い込むというようなことをしている。そういうことですから、下が還元状態でも平気で耐えられるわけです。下のマッドクレイのところでは、硫酸還元が旺盛に起こっているということだけは確かですね。

マングローブがはえているというのは、泥質であって、水の動きによる強い流れがない、強い潮流で物がはげしく動くというようなことのない、比較的静かな入江のようなところが多い。そういうところですから、多少とも潮がもってくる泥は根に絡められて沈積して、少しずつ湾

を埋めていきます。そういう形でマングローブというのは少しずつ前進する。前進するといつか、海側へ動いていくのが普通です。

#### 東南アジアの泥炭地

編集 マッドクレイをためながら、海の方へ少しずつ進出していくわけですね。

久馬 そうです。

編集 そうすると、その後背地というのは、一体どうなるのですか。陸化しても、普通の植物がはえてくるのは、すぐには無理でしょう。

久馬 いや、その後背地には、陸からの土砂の供給の少ないところでは、マッドクレイの上に淡水性の湿地ができるのです。この淡水の湿地に生育する森林 湿地林ができて、今度はそこに有機物がどんどんたまっていく。そしてこれが、泥炭になるのです。ですから熱帯の泥炭というのは、たいがい前縁部にマングローブをもっていて、その後ろに広い泥炭地がある場合が多いんです。

編集 普通、泥炭というのは寒いところで、植物が十分に分解できないところのできるでしょう。

久馬 熱帯の場合には、温度ではなくて、水につかっているために植物が分解しないんです。熱帯に泥炭があるという、みんな不思議そうな顔をされるんですが、東南アジアでは、湿地林の下の土壌はみな泥炭です。だから、その面積は非常に広大です。それらはすべて木質泥炭で、日本のように草本主体ではないんです。現在の泥炭地の上にはものすごい立派な木がはえているんですよ。あれが不思議でしょうがない

図1・1 - 熱帯泥炭の地域分布

<Driessen, 1978より引用、一部変更>

地域		熱帯泥炭(ha)	地域		熱帯泥炭(ha)
ア	タイ	200,000	アフリカ	ケニヤ・ウガンダ	500,000
	ベトナム	1,500,000		ザイール	1,000,000
	半島部マレーシア	800,000		その他	1,500,000~2,000,000(?)
計	3,000,000~3,500,000	計		3,000,000~3,500,000	
ア	サワラク、サバ、ブルネイ	1,650,000	アメリカ	ガイアナ	500,000
ジ	カリマンタン	6,265,000		ブラジル	1,000,000
ア	スマトラ	9,700,000		コロンビア	350,000
	西イリアン	70,000		ベネズエラ	3,000,000
	バプア	500,000		その他	300,000(?)
	その他	1,500,000(?)		計	5,150,000
	計	22,185,000			



んですけど、いまだによくわからないんです。しかし、現実に立派な木が育っている。

編集 東南アジアに限ると、泥炭の面積はどのくらいですか。日本の農地全体よりも大きいんですか。

久馬 それは大きいですよ(笑)。これは、泥炭の定義の仕方でも評価がいろいろ変わりますが、泥炭地は東南アジアだけで2,700万haといわれているんですから。日本の農地はわずか550万haです。熱帯圏の泥炭のうち、東南アジアが約3分の2を占めています(表1・1)。そして、この泥炭地をとりまく海辺側はすべてマングローブです。このマングローブが500万haぐらいです。

ところが問題なのは、いま東南アジアでは、先ほどもちょっと触れましたように、この広大な泥炭地が農地開発の対象になっているのです。特に薄い泥炭はわりあいと使いやすいものですから開発する。農地として使うわけですから、当然、排水するでしょう。そうすると、温度が高いものですから、泥炭は急速に分解してすぐなくなってしまう。そうすると今度は、その下の泥が、以前の汽水性環境下でマングローブの下にたまったパイライトを含む泥が、出てくるんです。この泥が酸性硫酸塩土壌になります。ですから、泥炭がなくなったとたんに農地として使いものにならなくなったというケースが出てきているんです。このように東南アジアでは、泥炭プラス酸性硫酸塩土壌という2段階のものが多いので、これは、いかにも処置に困るんです。こういうこともあって東南アジアの低湿地では、酸性硫酸塩土壌は大変な問題なのです。

## 農地開発と酸性硫酸塩土壌

### 波根湖干拓地

村上 最初にお断りしておきますが、私が、島根県の中海や宍道湖周辺の干拓地で、酸性硫酸塩土壌といわれるものを扱いましたのは、もう20年ぐらい前のことで、その後、土壌とは10年ぐらい離れてしまいました。また、本誌の前半部で、干拓地の土壌について書くことになっておりますから、今日は、とくに筋道を立ててということではなく、私が経験しましたことに多少の資料もまじえてお話ししたいと思います。

太田市の東北部、久手町に総面積67.9haの波根湖干拓地があります(図2・1)。ここは戦前から、私がまだ島根農試に来る以前から干拓が始められ、戦後すぐ干陸化したところでした。私の前任者の入沢科長が扱っていましたので、その話を聞きますと、海との間には細い水道があり、そこを閉め切ってポンプで水をくみ出して干陸化したわけです。初めの年は、ヘドロですから、腰ぐらいまではまってしまうような状況のなかで田植えをしたそうです。こういう水田は窒素が非常に多いので、塩害などで最初は活着不良でしたが、一部を除いてその後回復し、その年は稲が大変よくできたということです。ところが一方で、畑作の予備試験をしたところ、pHが3.5~3.1まで強酸性化した。これは大変だということで、翌年の4月には、干拓地全般にわたって調べたところ、土壌が乾燥して広範囲に強酸性化していることがわかったわけです。そこで入沢科長は、各農家に、あなたのところは石灰をいくらくらいまくようにと指示したそうです。ところが農家は、前の年によってきていますからだれも信用しない。ただ1人だけ信用したんですね(笑)。それで試験場の圃場と1戸の農家だけが石灰をやった。

そうしますと、田植えしてしばらくはちょっと大きくなったそうですが、そのうちに全部一斉に枯れて、1戸の農家を除き、収穫皆無に近かったそうです。島根県では、このとき初めてこの土壌の問題が出てきたんです。これは昭和25~26年のことです。そのときに小林先生も九州農試から調査に来られて、『土肥誌』に発表しておられます。それで、その次の年からみな石灰をやったわけです。

ついでにその後のことを申し上げますと、ここは、海面と余り差がないところなので、排水は

ポンプでくみ出します。また、稲だけしか作っていませんから、稲ができる程度の最小限の排水しかしていなかった。そうしますと、表面はだんだんヘドロが固くなり、機械も入るようになりますけれども、一皮めくりますと、すぐ下の20~30cm以下のところは、一向に変化はございません。5~6年前に、私、頼まれて調査に行きましたけれども、土壌調査で表面を掘りますと、そのすぐ下は、もうズブズブ入るんですね(笑)。しょうがないので板を渡して調査したということがありました。排水整備をしませんと、下はいつまでも同じだという一つの証拠だと思えます。それでやっと最近になって、苦心して圃場整備をし、暗渠を初めて入れました。ですから、これからはだんだんよくなると思いますが、そういう例があります。

### 稲作のライシメーター試験

中海の方は私自身で調査しました。ここは今、淡水化するかどうかとってえらいもめておりますが、私が調査したのは、昭和31年からです。このときは、干拓工事開始前に船を出して、中海全域にメッシュをかけて、162カ所に及ぶ地点で水面下の泥をとっているいろいろと調べたんです。そうしますと、この図(13p.図1・1)にみられるように、中海に注ぐ河川の河口付近の泥、揖屋湾や米子湾などの入江にたまっている泥、また弓浜半島沿いの砂質の湖底土などで、可酸化性イオウを含み、酸化すれば強酸性化する土壌(酸性硫酸塩土壌)が分布しておりました。そこで私は、この揖屋湾の泥土でライシメーター試験をしました。ライシメーター試験というのは、簡単にいいますと、土壌をつめた試験槽に作物を栽培し、かんがい、排水、肥料などの動きを精密にコントロールし、その収支や作物の生長などを調べる設備で、1m<sup>3</sup>ぐらいの小さいものから、大きいものは20m<sup>2</sup>×深さ2mぐらいのコンクリート製の立派なものまでありますが、私の試験したのは小さい簡単なものです。それがこの表(17p.表5・3)です。表にみるように、1区から7区に分けていると試験をしたのですが、そうしますと、こういう土壌でも、石灰施用をして透水をすれば、稲はわりに簡単にできるのです。ただこの当時までは、乾かすと酸性になるから、乾かさないうちにいつも水をためておこう、そうすれば酸性にならぬから稲ができるという考えがあったんです。ですけれども、機械が進歩してくると、そうい



うズブズのところでは機械が入りませんし(笑)。それに春先に水をためておこうと思っても、天候によっては乾くこともあったりして、思わぬときに酸性になります。

それで私は、最初に全部酸化させてしまって、硫酸を流してしまってからやったらどうかと思い、この表の5区にみられるように、最初の3年間は細状態にして何もせず、その後石灰をやって透水しました。そうしますと、4年目以降は、この区が一番ようできるようになりました。

6区は、最初からずっと水をためておるので、酸性にはなりません機械も入りませんし、全く扱いにくい状態です。

1区は、石灰もやらぬし、透水もしない、ただ夏の間は水をためておいて、冬は落水しています。そうすると、6年目からは、不安定ですが稲が出来るようになりました。冬の間は表層のパイライトが酸化し、生成した硫酸が雨で流されてしまうためです。ただ年ごとの生育が不安定なのは、パイライトが酸化消失したのはごく表層のみで、その下は強酸性ですから、その年の雨量などに強く影響されるためです。

それと、稲をつくるには、表層10cmぐらいが改良されておれば、その下は幾ら酸性でも水さえ豊富であればできるんです。そんな感じをもってありまして、稲をつくるのは大して難しいことではない。ただ、今言いましたように、干拓してすぐですと、機械も入らぬようなところですから、ある程度時間を置いてから稲作をする方がよいと思います。

#### 畑作の圃場試験

それから、私は畑作もやってみました。安来市の東部に、サンドポンプで埋立てた干拓地があります。島田干拓地といいまして、ここは、1959年3月に埋立を終えましたので、翌年の6月から圃場試験をやったわけです。畑の場合は、稲作のように水を張りませんので、栽培期間中に酸性化が起ってくるんですね。初め春に種をまく頃にpHをはかりましても、中性とか中

性に近い数字ですが、これが春から夏にかけて温度が上がリ、雨が適当に降りますと、途中でものすごい酸性になります。

それで私は、すぐに作付けをしませんで、機械が入るようになるまで、夏でない土が乾きませんので、それまで待って、夏の間月に1回、計3回くらい耕起しました。それでほうっておきますと酸性になる。山陰では冬は雨が多いですから、硫酸が冬の間流されて、次の年に種をまいたら大体うまくいきました。もちろん石灰もまくのですが、夏の間そういう耕耘処理をやっておけば、翌年の春に10a当たり2トン~2トン半ぐらいの石灰をやって、それから作付け、種まきをすれば大体できます。そういう処置をしませんと、石灰は、10a当たり5トンぐらいも必要になります。

ただし、私がやったときはpHは表層の10cmぐらいのところしか直っていないのです。そういうところは、大型機械をもってきますと、表層をめくりますと機械が沈んで動かぬようになりますから、私は小型の耕耘機で小規模にやりました。そのとき、冬作はよくできました。12~13cm有効なところがあれば、麦などは大変よくできるので、これには感心しました。ただし、夏は干ばつになりますから、有効な土層が10cm、その下はヘドロというのではとてもだめです。もう一つは、三要素試験をしてみました。そうしますと、稲の場合は、窒素が一番欠乏して、その次にリン酸、最後にカリという順序です。ところが畑作ですと、リン酸の欠乏がものすごいんです。表2・2は、圃場試験での小麦の三要素試験の結果です。百分比で、無肥料が8.6、無窒素が14.4、無リン酸が4.9。無リン酸だと全くだめです。

これは、酸性になる過程でパイライト( $FeS_2$ )が酸化して強酸性になると同時に鉄が遊離する。鉄が遊離するものですから、もともとその土の中にあったカルシウム型とアルミニウム型のリン酸が鉄型のリン酸に移る。ですから、酸性になる前と後では、全リン酸の量は変わりませんが、中の組成が変わっているわけです。カルシウムと結合しているリン酸であれば、作物は吸収できますが、鉄型のリン酸は難溶で吸収されないんですね。稲作の場合には、湛水しますと鉄は還元されるのでリン酸は解放され利用されます。このように、畑の場合にはリン酸がひどく欠乏してしまうのが大きな特徴です。

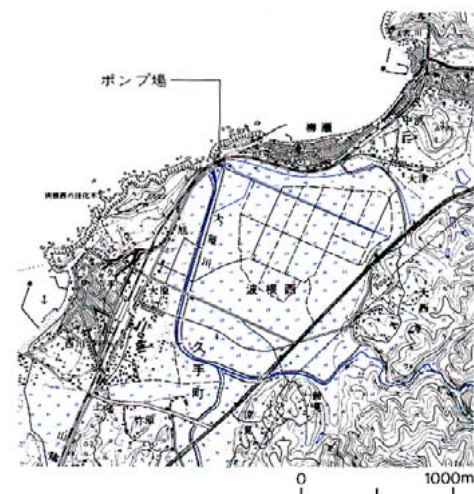
#### 揖屋干拓地での作付地とヨシ自生地

私のやったことはこの辺までですが、その後、島根農試が、いろいろの圃場試験をやっております。この酸性硫酸塩土壌の干拓地でどのようにしたら土がよくなるか、ということですが、その第一歩は、パイライトを酸化消失させ、土壌の物理性(排水、土壌構造など)を改良すること。それを、できるだけ深く、しかも速くするということになるわけですが、そのためには、まずヘドロを深くまで乾燥することが必要です。私は当時、大型機械によって深耕して、下層土を乾燥したらどうか、と言っていたのですが、どうもそうではなくて、そこにヨシをはやすのが一番いいんです。

中海の南部に、約270町歩の揖屋干拓地があります。ここは昭和50年に干陸が済んでいます。試験圃場をつくっており、作付地と、隣接するヨシ自生地との土壌断面がどのように変化していくかを調べています。それがこの表(21p.表7・1a~e)です。

この表で、可酸化性イオウというのがパイライトです。50年に干陸が済んで、52年から試験を始めていますが、54年の結果をみると、作付地では、上から20cmまではパイライトはごくわずかになっていますが、それから下の方ではほとんど変わっていません。ところがヨシのはえているところは、同じ期間で40cmぐらいのところまでパイライトが大変に少なくなり、また60cmぐらいの下層まで変化が生じています。これほど違うわけですね。パイライトが減ったということは、酸性化する原因物質が減ったということだけでなく、泥もかたくなるし、土の

図2-1 波根湖干拓地





構造が大変よくなったということを示しているわけですが。

ヨシというのは、干陸して2年目ぐらいから多少はえ出して、3年目、4年目からぐっと多くなります。そして5年目ぐらいがピークで、それからまた枯れていくんです。ずっとはえておいたらなおよくなるんじゃないかと思って、なぜ枯れるかということ聞いてみたんです。そうすると、一つは、土壌が下層まで乾燥収縮して大孔隙ができ、水の横方向への流れが良好となり、夏期は干ばつを受けるようになる。もう一つは、窒素分が関係しているのです。実は水底の泥というのは、塩化カリですぐ出てくる窒素が多いのです。だから初めヨシがよくできるのは、窒素がたくさんあるからで、そのうちに、2~3年もたてば窒素がなくなってしまふ。そんな感じをもってあります。

それはともかく、島根農試のデータからはっきりとわかるように、干拓地ではヨシをうんとはやして土壌改良するのが一番いいと思います。同じ表には昭和60年のヨシ自生地データ(21 p.表7・1e)がありますが、ここまで改良されれば一般の畑作には十分でしょう。

それと、より基本的なことは、こういう干拓地がうまくいくかどうかは、土木工事がきちんとされているかどうかにかかっているんですね。島根県は昔から干拓地はたくさんありますが、昔の干拓地ほどだめで、それも何十年たってもだめなんです。これは、排水工事がきちんとできていないからです。明渠をきちんと掘って、そしてポンプでどんどん排水する。初めは縦横に明渠を入れて、そして上の方から乾いていって割れ目が入ると、雨が降ったらそこに水がたまりますね。それをすぐ排水するというようにしていけば、土壌はどんどんよくなるんです。

表2-1 小麦三要素試験

試験区	子実重 (kg/a)	同 左 百分比	跡地 (pH)
無肥料	3.3	8.6	4.5
無窒素	5.5	14.4	6.9
無リン酸	1.9	4.9	4.5
無カリ	35.1	92.5	6.2
三要素	38.0	100.0	6.3
三要素・リン酸多	39.6	104.3	6.7
三要素・リン酸多・堆肥	43.6	114.9	5.8
無炭カル	0.1	0.3	3.1

●注 島田干拓地圃場試験, 干拓後3作目, 1962

塩害などを心配される方がおりますけれども、日本ではまず塩害を心配する必要はないんです。泥が乾きますと、内部の塩分が表面に出てきますが、それを雨が降って流してしまう。

だから、土木工事をきちんとやるのが一番大切なんです。石灰もありますしね。石灰と水があれば、稲は非常に簡単にできる。畑は、余りあわてて作付けしなければ(笑).....。やっぱり金利がかかるんですかね(笑)。ヨシなどはやして下の方まで改良してやればいいのです。

#### 丘陵や低地のパイライト含有土壌

島根県では、また、干拓地以外に丘陵や低地にもパイライトを含む土が、いろいろなところから出てきます。丘陵のものは、新第三紀の泥岩にこれが含まれていて、こうしたところで農地開発をしますと、たいへん厄介なことになります。

表2・2に丘陵,低地,干拓地の分析例を載せてあります。この表では、丘陵については、王水可溶Sの少ないのから順に、つまりパイライトの少ない地点を上にして順に並べてみました。そして、これを右の方のインキュベーション後のpHと比べてみますと、必ずしもパイライトが多いからpHが下がっているというわけではない。例えば温泉津<sup>1</sup>は、王水に溶けるイオウが一番多くて、pHは2.3です。ところがそのすぐ上の高宮では、pHは7.7です。それで、さらにその左を見ますと、N/5HC1に溶けるカルシウム、マグネシウムが多い。つまり、パイライトが多くても、活性なカルシウム、マグネシウムが多ければ酸性にならないのです。生成した硫酸が中和されることもあるでしょうが、表の例では土壌pHが高く保たれて、パイライトの酸化が進まないものと判断されます。pHが高いと、イオウを酸化する微生物のはたらきが活発にならないからでしょう。

低地の調査例もここに挙げてあります。一番下のは泥炭で、その上は黒泥です。一番下の矢尾泥炭は、王水可溶Sが非常に多く、これを顕微鏡で見ましたら、ヨシの組織のなかに一列縦隊にきれいにパイライトが並んでおりました。

#### 長江干拓地の泥岩

それから、干拓地では、宍道湖の北に長江という干拓地がありますが、ここは下が泥岩なんです。堤防をつくって水をはき出しましたら、下がヘドロではなくて泥岩。えらいことになったと思いましたが、県の耕地課の方が、リッパ-

で40cmぐらいは何とか起こせますからというわけですが、その結果は、表面からは見えませんが、どうも、40cm起きたところもあれば、起きないところもあったようです。

ところが、農家の1人が、そこでブドウを植えると言いついてしましてね。私はそれはやめなさいと言ったんですが、農家は聞きませんのです。そんならと思って、まず深さ1m、幅2mに全部土を掘り上げなさい、そして下にわらを入れて暗渠を切って、その土を戻すときに、試験場ではかってあげるから、溶リンと石灰で中和してもへ戻しなさい、それで植えてみなさいと

そう言ったんです。まさかと思ったらちゃんとそのとおりやりましてね。大変ですよ、泥岩を2mも(笑).....。それから大分たちますけれども、今のところ結構できてるんですね。

#### 丘陵の造成と泥岩

それから、これは丘陵地の話ですけども、県が看護婦さんの宿舎をつくったら、その横のところの水田が真っ黒になった。そこに入ると足がかゆくなる。これは、宿舎の下水が田んぼへ流れ込んで、それで田んぼが黒くなったんだ、補償してくれという話がありましてね。私、頼まれて行ってみたんですが、ふっと丘陵を削った斜面を見ましたら、青灰色のグライの色をしているんです。それで、ああ、なるほど、と思ったんです。丘陵を削って埋め立てたときに、土壌の一部が隣接する田んぼの中へ入ったんでしょね。硫酸を含む土が田んぼへ入る。そこは排水の悪い湿田ですから、それがまた還元される。パイライトがいったん酸化したあと、今度はまたFeSになったんでしょね(笑)。本当に真っ黒でしたわ。丘陵の造成では、こういう泥岩は、農地に限らずいろいろ厄介な問題を起こすので、本当に始末に困りますね(笑)。東南アジアにおける干拓の難しさ

編集 ヨシをはやす場合は、4~5年見るわけですか。

村上 はい、揖屋の例では5年目ぐらいが一番生育が良かったと思います。大きいときは、私らの背丈より高くなり、中へ分けて入れられぬぐらい密生しますね。それから後、どうも枯れるようです。

川崎 ヨシの根っこというのは面白いですね。表層の10cmぐらいはネット状になって、その下はストンと入りますね。

村上 あれはまた、海水があろうと酸性である



うとこたえぬのですね(笑)。強いものです。  
 編集 日本では江戸時代からずいぶん干拓して  
 いますが、この場合は農業土木の技術という  
 より、年月の経過で良くなっているわけですか。  
 村上 島田干拓地の例では、私が「今度稲を植  
 えますよ」と言うと、土地の古老から「10年ぐ  
 らいたたないと何もできません」という返事が  
 かえってきました。古い干拓地がそばにあるの  
 で、古老はそのときの経験があったのでしょ  
 う。このように、昔はだいたいそういう状況だ  
 ったと思います。そしてこのときは、石灰を施  
 するだけで稲は簡単にできました。

江戸時代には、pHを測定して石灰を施用す  
 るということは無かったでしょうから、その面  
 では進歩です。また農業土木的な工事では、現  
 代の技術は昔とは比べものにならない程進歩  
 しています。しかし、干拓地土壌の総合的な改  
 良という面からみると、さきに述べたように、  
 余り急いで作付けしないことが大切です。最  
 後にヨシの力を借りるということになると、土  
 壌改良法はそれほど進歩したとはいえないよ  
 うです。私はいろいろとやってみたんですが、  
 やはり一度にパッと変えてしまうというよう  
 な方法はなく、明渠、暗渠、排水路などを十  
 分に施工して、あとは日光と雨風とヨシとい  
 う、自然にまかせるのが一番よいようです。

編集 熱帯では、とてもそんなことはでき  
 ないでしょう。  
 久馬 熱帯で必ずしもうまくいかないのは、  
 村上さんのお話に、湛水を継続しながら試  
 験するという例がありましたが、これが相当  
 難しいんです。あるレベルに水をいつでも張  
 っておくということが実に難しい。年によっ  
 て、大干ばつがきてパーッと乾いたら、一  
 斉に全滅という事態が東南アジアなどには  
 出ているんですよ。湛水して還元状態を保  
 っておけば、粗放ではあるけれども稲はつ  
 くれるわけで、昔の日本の干拓がそうす  
 ね。今は、それでは成り立たないけれど  
 も、しかし東南アジアあたりだったら、今  
 でもそれで十分に成り立つはずなんです  
 が、ここでは、水のあるレベルで地表にた  
 めることが非常に難しい。そのためにう  
 まくいかない。

それともう一つは、日本でだったら、表  
 層を10cm改良すれば、改良は徐々に  
 であってても下に向かって進行すると考  
 えていいわけですね。ところが、乾季、  
 雨季が非常に明瞭な東南アジ

アでは、雨季には硫酸のような毒物が洗  
 われて、表面10cmぐらいはわりあいよ  
 くなります。だから、雨季に洗った後だ  
 と、10cmあるから、一応の作物はつ  
 くれるわけです。ところが、乾季にな  
 ると、また下から上がってくるんです。  
 これは、塩も上がるし、潜在的に酸性  
 な物質も上がってくる。例えば硫酸鉄  
 だとか、硫酸アルミニウムだとかが  
 そのまま上がってくる。そうすると、  
 また初めからやり直さなければなら  
 ない。この悪循環が断ち切れないので、  
 本格的な意味での改良が年を追って進  
 むというプロセスが非常に阻害される。

編集 乾季には沙漠と同じようになるの  
 ですね。  
 久馬 そう、沙漠的な条件ですからね。  
 その問題があるので、湿润といわれる  
 東南アジアの多くの地域、タイ、ベ  
 トナム、カンボジアなどで、改良が  
 なかなか進まないようなんです。  
 村上 最近、揖屋の試験地で、40cm  
 ぐらまではパイライトが大変少なくな  
 ったというところで、わざとハウスを  
 つくって乾燥させ、下から上がって  
 くるかをみてみたら、上がってこ  
 なかったですよ。

久馬 それはやっぱり、土の性質にもよ  
 ると思いますね。日本の場合は、土の  
 構造がかなりよくなっているでしょ  
 う。

村上 そう、そうなっています。  
 久馬 向こうのものは、もっとも粘  
 土質で緻密な土が多いですからね。  
 毛管上昇の速度は遅いけれども、か  
 なり上がってくる可能性があります  
 ですね。

村上 それから、日本ではポンプなど  
 排水施設が十分にできていますから、  
 水溶性になったものは雨が降れば  
 すぐ流れますから。下へは流れぬ  
 けれども、横に流れますから。

編集 東南アジアに堤防というのはあ  
 りますか。  
 久馬 防潮堤的なものをつくっている  
 ところがあります。エンバンクメン  
 トといって塩水が入らないような措  
 置をしているところがあります。川  
 にはありません。川に堤防をつくら  
 うと思ったら、それこそ大変なこ  
 とです。日本の場合は、規模が小  
 さいし、雨がかなりシユアーです  
 し、年間を通じてそんなにべらぼう  
 に乾かない。そういういろいろな  
 条件に恵まれているので、自然に  
 改良が進むということですね。

表2・2 - 丘陵・低地等堆積物の可酸化性イオン含量とその変化

試料	王水溶S**		6NHCl溶**	pH	N/5HCl溶		インキュベーション後*			T-C (%)	土性		
	(mg/g)	(me/100g)	SO <sub>4</sub> -S (me/100g)		Ca (me/100g)	Mg (me/100g)	pH	6NHCl溶*** SO <sub>4</sub> -S (me/100g)	水溶 SO <sub>4</sub> -S (me/100g)				
丘陵	南平台	1	0.2	1.7	1.1	5.0	5.0	11.3	5.0	—	—	0.10	L
	長江道路	2	1.1	6.7	—	9.3	4.5	13.4	8.1	3.4	2.3	0.37	LiC
	大東2	3	1.3	7.9	0.5	5.2	7.5	7.2	3.2	5.8	5.4	0.14	LiC
	大東1	3	2.4	15.0	0.5	5.8	25.2	15.0	4.2	7.5	7.0	0.80	HC
	農試	4	3.3	20.6	1.2	—	13.5	10.6	4.1	10.8	8.9	0.55	LiC
	八雲台斜面	5	3.4	21.1	0.2	5.5	7.6	7.3	2.4	18.7	14.7	0.58	SCL
	八雲台校庭	5	4.3	26.9	1.6	7.4	12.5	15.6	5.5	6.3	6.2	0.50	LiC
	東生馬1	6	4.7	29.2	2.3	5.1	9.0	13.7	3.6	12.1	11.5	0.68	SL
	温泉津2	7	4.4	33.8	1.4	5.1	1.4	1.7	2.5	22.4	17.4	0.63	SL
	穴道	8	7.0	43.6	2.4	4.4	2.7	3.5	2.3	38.9	32.8	0.63	CL
東生馬2	6	8.1	50.8	2.5	4.7	3.1	5.5	2.2	44.8	33.9	0.71	SL	
高宮	9	9.2	57.4	0.2	9.4	23.3	12.3	7.7	11.0	8.4	1.02	LiC	
温泉津1	7	9.4	58.6	3.3	5.3	3.2	2.8	2.3	36.7	36.0	0.72	SL	
干拓地	長江	10	22.1	138.8	6.2	8.0	8.8	20.0	2.2	113.4	73.3	3.45	SiC
	揖屋	11	22.0	137.5	10.9	6.3	16.5	27.0	2.5	83.4	66.9	3.19	SiCL
	隠岐1		7.1	44.2	4.4	8.3	9.2	36.6	4.6	25.2	23.9	1.70	CL
	隠岐2		4.8	29.7	2.1	8.3	8.3	27.1	6.5	15.2	13.5	0.73	SCL
低地	古江河川底土	12	23.0	143.7	20.4	5.0	6.9	11.4	2.5	58.0	42.7	2.48	SiC
	古江河水田1	13	2.5	13.1	8.5	4.4	8.3	10.2	4.0	10.3	7.6	2.81	HC
	古江河水田2	13	1.6	9.9	6.9	4.6	6.7	8.3	4.4	9.8	7.0	2.11	LiC
	古江河黒泥	13	5.4	33.6	3.3	4.6	14.2	11.9	3.9	24.8	17.7	9.54	SiC
	矢尾泥炭	14	17.2	107.4	4.8	6.5	14.0	3.9	2.7	70.4	40.5	19.24	HC

\* 畑状態水分で、30℃、4週間インキュベーションした。  
 \*\* この場合には王水溶に塩酸溶を含む。試料によっては一部酸化が既起している。pyriteの酸化の指標としては、pHよりも王水溶Sとインキュベーション後の6NHCl溶Sとの比較がより正確である。  
 \*\*\* 水溶SO<sub>4</sub>-Sを含む。  
 ●注 赤数字は13p 図1・1に記載した試料採取地点。



## 強酸性土壌と鉄・イオウ細菌

はじめに

加村 初めにお断りしておきたいのですが、私の話には微生物の数が出てきます。微生物の数というのは、顕微鏡で直接見て1匹、2匹と数える場合以外は、すべてその数字というのは、一つのグループに対して一定の計測法を適用して得られた結果です。ですから、ある微生物グループのAというサンプル、Bというサンプルの数の比較においては、確かに一つの目安を与えます。しかし、他の違うグループについて計測された数と比べることはできません。例えば、ある土の中のかびと細菌をはかると、細菌が多かったといった場合、それはあくまでも相対値としてでありますから、必ずしもそこに細菌が多いということをおぼわしません。そして、計測された微生物の数というのは、常に実際に存在する数よりも少ない数しかあらわしておりません。微生物の数については、以上の点を留意してください。

それと私は、この問題 土壌が強酸性化するときに、微生物がどのようにかかわっているのか、という問題を扱ってから、まだ5年ぐらいしかたっておりません。また扱ったケースも限られていて、山地で調べたことだけです。山を切り開いてダムや山間道路をつくる工事のときに、以前は、岩盤の露出した斜面を保護するために、そこをセメントで覆ったわけですが、

写真3・1 - 破間川上流の工事現場



写真3・2 - 採取した黄鉄鉱



し、これでは景観上も具合が悪いということで、環境庁からの示唆もありまして、近くから山土をもってきて、その斜面に牧草などを植えるようになった。ところが、そうした工事の一つで、草が次第にはえてきたのに、その草の一部が突如として枯れ始めた。この話が私のところにもちこまれて、そこから本日の話が始まるわけです(笑)。

強酸性部と中性部では鉄細菌の数が違う

最初に私が見たのは、写真3・1のところですが、場所は、新潟県北魚沼郡入広瀬村、破間川の上流に多目的ダムをつくる工事のときのものです。早速、現地へ行ってみますと、牧草の枯れたところと枯れないところがある。それで、枯れないところを仮に健全部と名づけて両方の土を調べました。

それが表3・1で、この表にみるように、両方の土ではpHがまるで違います。枯れたところは強酸性ですが、健全部は中性に近い。これは、80年の夏(8月)と、秋(11月)に調べました。夏の温度の高いときの方が微生物のはたらきも活発なので、当然、酸性化が進んでいて、pHが低い。

表にみるように、ここでは鉄細菌の数を測りました。鉄細菌というのは、2価鉄( $Fe^{2+}$ )を3価鉄( $Fe^{3+}$ )に酸化することでエネルギーを得る菌ですが、またイオウ化合物を酸化することでエネルギーを得ている、そう考えてもらってよいのですが、強酸性のところには、この菌が $10^5$ のオーダーで存在しています。しかし、pHが中性の健全部にも、その数は酸性部の400分の1と少ないのですが、この菌が検出されたのです。鉄細菌が少ないから健全部と思われるかもしれませんが、実はそうではなく、この菌が検出されたということが大変な問題なんです。この点については、後で触れます。

パイライト鉱床と鉄細菌

ところで、工事現場まで運んできて斜面上に盛りつけた土は近くの山の下層土なんですが、その盛りつけ部分の背後にある露頭の内部にパイライトの鉱床があったのです。写真3・2は、そこからもってきたものですが、これはみなさんが鉱物の標本などでみられる黄鉄鉱(パイライト)と同じものです。ここでのパイライトの結晶はかなり大型で、数mmから2cmぐらいの肉眼でみられるものが多く、ときには10cm以上のものもあります。これは火成性のもので、

岩盤の弱い部分にマグマ蒸気中のイオウが浸入し、高温・高圧下で化学反応をおこし結晶化したものです。そのために結晶は大型で、結晶の純度も高く、構造は固く極めて安定しています。ですからこのパイライトは、今までのお話に出たような沖積の海成の堆積物起源のものとは違って、このままでは容易なことでは酸化したりしません。

さて、この斜面にもってこられた山土は、土壌断面でいうB層とC層の部分ですが、さきにお話したように、この部分から鉄細菌が検出されたわけですが、だいたい普通の土 自然の植生下の自然状態の普通の土であれば、まずこの菌は検出されないのですが、ここからは検出された。これは、パイライトの鉱床に生存していた菌が、盛り土の部分ににじみでてきたとしか考えようがないわけです。そして、牧草の枯れていない健全部にもこの菌がいるということは、ここもまた、強酸性化する可能性が十分にあるということです。なお、ついでに申し添えますと、新しく切り開いた山の斜面には、いまのB層・C層をもってくるのと同時に、牧草の生育をよくするために肥料を吹きつけています。そうしますと、そこに含まれている窒素とリン酸を微生物が利用して酸化が進む。そういうことだろうと思います。

鉄細菌の数の増え方

次に見たのは、佐渡ヶ島の両津市近くの山間の斜面工事のときで、ここでも同じようなことが起こりました。ただしこの場合は、新第三系の泥岩に含まれているパイライトが原因です。ここでも微生物についていろいろと調べてみました。

まず表3・2は、両津市の試料R-1での微生物の数です。一番上が鉄細菌で、これは石灰を入れると減ります。この菌は、最適pHが大体3付近なので減るわけでありまして。細菌は石灰を入れると非常に増えます。約1万倍に増えている。ところが、糸状菌(かび)というのは酸性に強いので、石灰を入れてもほとんど同じです。表3・3は、pHとの関係ですが、同じような傾向が出ております。

それから、表3・4は、両津市のR-2からR-6の5試料をもとに、鉄細菌の数の増え方を調べたものです。畑状態の水分で、30 日以上放置すると、表にみるように、数が増えました。微生物だから数が増えるのは当たり前のごとで



すが、ついでに申し上げますと、無機物を酸化してエネルギーを得る微生物群というのは、発育のスピードが非常に遅いのです。分裂速度が非常に遅い。普通の細菌は、水や温度、ガスやpHのあり方で1日の中に増えたり減ったり、目まぐるしく変化しますが、こうした化学合成細菌のなかには、2～3日から5日ぐらいたって2つに割れて倍になるというようなものが多いのです。そのかわり、生存能力は非常に強い。カラカラにした状態で1年ぐらいほうっておいても、また出てくるというような感じがします。ともかく生育速度は非常に遅い。

#### 鉄細菌によるイオウ化合物の酸化

次の表3・5は、鉄細菌がイオウ化合物をどの程度酸化するのかを調べました。大体鉄細菌は鉄を酸化する、イオウ細菌はイオウ化合物を酸化するというようになっておりますが、鉄細菌としてつかまえた微生物のある一定部分は、同時にイオウを酸化するものが多いようでありませう。これは、その土地によってそれぞれの分布状況が違いましうけれども、どうもそのようであります。あるいは完全に純粋分離していないので、鉄細菌とイオウ細菌が混じっているのかもしれない。これは学会での話題の種になっていて、問題が出るたびに名前が変わってくるという歴史があるんです。というのも、鉄細菌というのは、鉄を酸化するので、鉄の沈澱を試験管にためるわけですが、これをイオウ細菌と完全に分離するのが難しいという事情があるのかもしれない。もちろん、イオウも酸化するし、鉄も酸化するというグループはいるのでして、このうち一番よく知られているのは、チオバチルス・フェロオキシダンス(*Thiobacillus*

*ferrooxidans*)で、これは有名です。

表3・5にもどりますと、これは両津市のR-2からR-6までの試料で、鉄細菌のチオ硫酸( $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3$ )及びパイライト( $\text{FeS}_2$ )に対する酸化能力を、30日と60日とで調べてみたのですが、鉄細菌は、表にみるように、両方とも酸化いたします。

表3・6も同じようなものですが、この試料は、先ほどの破間川をはじめ、長野県の姫川、秋田県の玉川などの山間部から分離した鉄細菌です。そして、このときは、 $\text{S}^0$ (単体イオウ)、黄色い粉末のイオウを入れてみました。単体イオウに関しては酸化するのとしらないのがありました。その後もいろいろの実験をやっておりますが、いずれも同じような結果が出ております。

このように、鉄細菌グループというのは、そのある一定部分はまたイオウ細菌であって、鉄を酸化すれば、イオウ化合物も酸化する、というように考えていただければいいのではないかと思います。

#### パイライトの酸化速度と鉄細菌の有無

最後に、パイライトが酸化するスピードについて調べてみました。この場合は、パイライトの大きさが問題になりますが、以下の実験は、すべて2～20 $\mu\text{m}$ に粉碎したもので、土壌的というシルトぐらいの大きさで行なっております。まず最初は、水中での変化をみてみました。そうしますと、表3・7にみるように、まあ少しは酸化するという事です。この程度の粒径のものでと、10日間でpHは3に近くなってまいります。さきほど久馬さんが言われたように、純粋の蒸留水というのはpHが5.5ぐらいですが、それが3ぐらいまで下がります。つまり、

微生物によらない酸化でも鉄細菌にとって生育する最適条件ぐらいのpHに下がるといことです。ですから、この辺から、猛然と鉄細菌が働き出す条件ができて上がってきているように思っています。

次は培地の中でのパイライトの酸化です。図3・1Aが接種、図3・1Bが対照とありますが、対照というのは、窒素、リン酸、カリなどとパイライトを入れた培地だけのもので、鉄細菌は接種していないケースです。接種というのは、この培地に鉄細菌を接種した場合です。この実験では、破間川の細菌を使いました。

両図とも左の縦軸は硫酸、3価鉄、水素、2価鉄のスケールですが、ちょっと注意していただきたいのは、Aの接種の方は、Bの対照に比べてスケールが5倍になっていることです。

図をみていただければ、とくに説明するほどのこともないのですが、pHはいずれの場合もずっと下がります。鉄細菌を接種した場合は、60日では、1.7ぐらいまでぐんと下がります。対照の場合は、水中のときと同じように3程度にとどまる。

2価鉄は、接種の方は、初め少し出て、あとなくなってしまう。これは鉄・イオウ細菌があるから、全部3価鉄になるからなくなる。ところが対照の方は、非常に少ないんだけど、完全にはなくならない。少量ないし微量存在する。それから、3価鉄、水素イオンはどんどんできますが、それに対応して硫酸が増える。問題は増える量で、鉄細菌を接種した培地では、対照の数十倍に増えるということです。

なお、パイライトの粒径を1ケタ上げて、20～200 $\mu\text{m}$ のものでも実験してみました。これ

表3・1 - pHと鉄細菌(破間川)

	pH(H <sub>2</sub> O)	pH(KCl)	鉄細菌数/g
酸性部	3.26 (2.94)	2.84 (2.76)	1.6×10 <sup>5</sup>
健全部	5.92 (4.60)	4.86 (4.10)	4.3×10 <sup>2</sup>

●注( )内は80年8月、他は80年11月の測定値

表3・2 - 両津の試料(R-1)中の微生物数 (1/g)

	対照	石灰添加*
鉄細菌	5.5×10 <sup>4</sup>	3.9×10 <sup>3</sup>
細菌	1.4×10 <sup>4</sup>	2.2×10 <sup>8</sup>
糸状菌	8.1×10 <sup>4</sup>	8.0×10 <sup>4</sup>

風乾後、細状懸水分条件下でインキュベーション。(30°C, 30日間), 1982年2月

\*pHが6.5になるように石灰添加。

表3・3 - 両津の試料(R-1)中のpHと有機栄養性微生物数 (1/g)

	1981年3月		1982年2月	
	対照	石灰添加	対照	石灰添加
細菌	ND	6.0×10 <sup>8</sup>	1.2×10 <sup>8</sup>	5.6×10 <sup>8</sup>
糸状菌	1.7×10 <sup>6</sup>	2.2×10 <sup>6</sup>	4.5×10 <sup>4</sup>	7.8×10 <sup>5</sup>
pH(H <sub>2</sub> O)	3.16	8.35	3.41	5.70
pH(KCl)	2.77	8.03	2.95	5.23

表3・4 - 両津のR試料中の鉄細菌数(1/g)

	対照	インキュベーション
R-2	2.3×10 <sup>8</sup> <	2.3×10 <sup>7</sup> <
R-3	2.3×10 <sup>6</sup> <	1.6×10 <sup>7</sup>
R-4	(<10)	1.1×10 <sup>4</sup>
R-5	2.3×10 <sup>6</sup>	2.3×10 <sup>7</sup> <
R-6	1.6×10 <sup>3</sup>	2.3×10 <sup>7</sup> <

細状懸水分条件下でインキュベーション(30°C, 10日間), 1981年3月。

表3・5 - 鉄細菌によるチオ硫酸とパイライトの酸化(両津)

	1%Na <sub>2</sub> S <sub>2</sub> O <sub>3</sub> SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> mg/20ml	0.4%FeS <sub>2</sub> Fe <sup>3+</sup> mg/150ml
R-2	4.8(8.6)	11.9(32.3)
R-3	5.7(6.4)	16.9(42.4)
R-4	3.8(10.4)	15.9(45.1)
R-5	3.3(5.3)	22.3(51.3)
R-6	4.1(4.4)	18.2(41.1)

30°C, 30日間インキュベーション。

( )内は30°C, 60日間。

●注 単体イオウは酸化されなかった。

表3・6 - 鉄細菌によるチオ硫酸、パイライトおよび単体イオウの酸化

	1%Na <sub>2</sub> S <sub>2</sub> O <sub>3</sub> SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> mg/20ml	0.4%FeS <sub>2</sub> Fe <sup>3+</sup> mg/50ml	0.1%S SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> mg/100ml
A-1	9.8	11.9(53.4)	0
A-2	8.3	6.5(34.6)	0
H-1	7.1	0.4(0.7)	4.9
H-2	6.7	23.3(54.3)	0
T-1	6.1	14.7(38.0)	4.6
T-2	5.8	9.4(32.0)	5.1
T-3	7.3	9.4(41.6)	0
O	5.7	10.3(34.2)	4.8

30°C, 30日間インキュベーション。

( )内は60日間。



は、パイライトの粒の形にもよりますが、酸化速度は、10分の1からそれ以下に下がってしまいます。むしろ問題は、写真3・2で見られるような大きい粒径のパイライトがなぜ酸化するかということなのですが、しかし、これはパイライトが、少しずつ崩れていくんですね。工事現場の露頭の表部には数10ミクロンの大きさのパイライトがみられ、そのなかには崩れたような形のものがあります。それを針の先でチョッチョッとつきますと、バラバラッと崩れます。少なくとも私の場合は崩れました。そうすると、だいたいシルトぐらいの大きさになる。そのときに、急速に酸化されるのではなからうかと思っております。

鉄細菌をめぐって

編集 破間川のケースで、山の斜面に新しく運ばれてきたB層やC層のなかには、パイライトは含まれていないんですか。

加村 含んでいません。

編集 背後のパイライトの鉱床のある母材のなかに鉄細菌が生きているということですね。

加村 母材に近いようなところで、鉄細菌は生きているんです。こういうところになぜ生きていたか。この生存というのは、ちょっと、100年や200年の単位じゃないですね。

編集 鉄細菌は酸素がなければ生きられませんでしょう。

加村 増殖できないというだけです。眠っていても生存はできるでしょう。ここのパイライト

の結晶を滅菌せずにぶち割って液体培地の中に入れましたら、鉄細菌がはえてきたことがあるんです。

編集 結晶を？

加村 結晶です。ひっついていたか、中にあったかわかりませんが、ここにいるんですね。ともかく非常に生存能力が強いという感じがします。それともう一つは、ごく微量だけれども、地下奥深くパイライトのある場所に酸素が来ているということでしょう。非常に遅いスピードだけれども、ぎりぎりのところで生活を営んでいるのだと思いますね。それが工事によって露頭がバツとあらわれる、酸素が十分に入ってくる、その他の要因もあって、急速に増殖することじゃないでしょうか。

編集 嫌気的な環境のように見えても、土の中のミクロの世界というのは、どうも複雑ですね。

加村 これは土壤の化学だけれども、pHが5の土の中にpHが8のときに最もよく繁殖する微生物がいるんです。これはアルカリを好む微生物で、この5年ぐらい非常に有名になっています。これを解釈するのはどうしたらいいかというと、素直に解釈すれば、土の中には、pHが全体としては5だけれども、微生物の生活するミクロの場としては、そこにpHが3のところもあるし、8のところもある、そう考えるのが一番素直だろうと私は思っています。嫌気的環境と好気的環境についても、同じことがいえると思います。

### 阿蘇カルデラ内の酸性硫酸塩土壌

pH 1 ~ 2の強酸性土壌

川崎 私の扱ったのは、今までのお話とはちょっと違ひまして、阿蘇カルデラのなかの低地の土壌です。このカルデラは、かつては、淡水性の火口湖の時代があったようで、その湖が立野の西側の方で破れて、現在のような形になったといわれています。現在、阿蘇のカルデラ内には、火口原と呼ばれる低地がひろがっておりますが、これは図4・1のように、北の阿蘇谷と南の南郷谷との二つに分かれます。いまここには約1万4,000haほどの耕地があります。このうち阿蘇谷の方が地下水が高く湿田が多く、地耐力もないのですが、ここに、熊本県が、米と畜産の主産地群を形成しようということで、昭和45年から大規模圃場整備事業に着手し、まず4,100haぐらいを対象に基盤整備を行ったわけですね。そうしますと、赤水というところここは、恐らく昔から、硫化物などが材料になって、2価鉄の形で溶けたものが河川の中に入り、それが酸化されて3価鉄になって、赤い沈澱物が川の底にずっとたまった。そのために赤水という地名で呼ばれるようになったと思われるんですが、この赤水で、基盤整備をやった後で水稻を植えたら、その日のうちに枯れあがる圃場がでてきたんです。干拓地の場合には、こういうひどいケースはないと思いますが、何しろものすごい強酸性で、pHが1台に落ちる

表3・7 - 水中でのパイライト酸化

	10日	30日	45日
pH	3.8	3.6	3.3
10℃ 酸度<me>	0.01	0.02	0.04
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> S<mg>	0.2	0.4	0.6
pH	3.3	3.1	2.9
30℃ 酸度<me>	0.03	0.06	0.08
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> S<mg>	0.5	1.0	1.3

注・表中の酸度と硫酸は50mlあたりの数値

図3・1 - 培地中でのパイライト酸化(培地50ml)

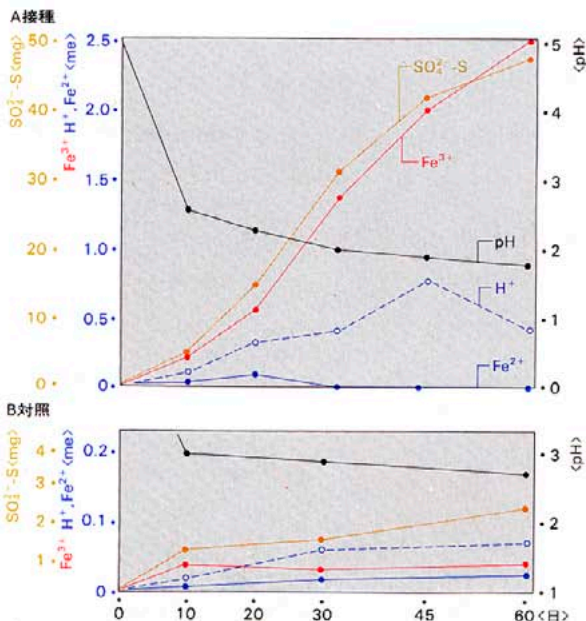
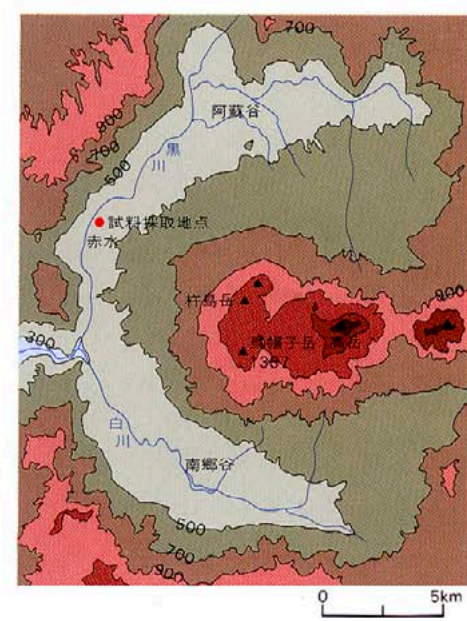


図4・1 - 阿蘇カルデラの地形と調査地点





ようなところもあるし、ほとんどが2台になるということで、48haを対象にしたのに、その半分の22.5haで水稲が生育できない、そういう状態になったわけです。

県の農試としては、以前の土壌調査で、この地域には400haぐらいの黒泥土壌が分布していて、それが強酸性化することを知っていましたので、その地域を工事する際は、表土扱いするよう指示したようです。ところが、ここは地耐力がないので、機械が思うように入らず、結局ほんの僅かしか表土扱いできず、あとはみんな下の方にある黒泥層からひっくり返してしまった。それで黒泥層が表面に出てきて、その結果、水田をつくったけれども、植えたらすぐ枯れた。そういう経過があったようです。

県の方では、これはパイライトが原因だろうと考えていたので、それをきちっと同定したい。そんなことで私の方に依頼があったわけです。写真4・1がこの圃場の断面写真です。ここは中央排水路わきの断面で、造成してから2～3年たった時点の写真です。だから、水稲ができなかった明るる年の4月ごろです。写真4・2は、この断面のアップで、黒泥層は層の下の層と、その下のうすい砂礫層の層をはさんで、下の層の上部までずっと続いています。図4・2が土壌断面図で、ここでは断面の上部約1mが基盤工事で乱されているので、その下の火山灰土壌のB層に相当する層を層として見ます。層と～層が黒泥土層で、これは

腐朽化した有機物を多く含んでいて黒色です。

層も黒色の黒泥層ですが、上層に比べると有機物は少なく、土性も粗いという違いがみられます。

黒泥土のX線回折

さてパイライトの同定には、X線回折によるのが一番確かですから、早速これにかけてみました。試料は、イオウ含量が最も高い層からとりました。その結果が図4・3です。このうち(1)は、サンプリングしたものをそのままの状態、何らの化学的処置も施さずにX線にかけたものです。この図では、2.71と1.63の、この2つの強いピークがきちっと出れば、そこにパイライトの結晶があると考えられます。

次の(2)、(3)、(4)は粒径別に調べたもので、これは試料を超音波処理した後、水中で沈定法によって大まかな粒径区分を行いました。(2)は50μ、(3)は5～50μ、(4)が5μで、これらのなかでパイライトがどこに一番濃縮されているかをみてみたんですが、案外どこにでもある。粗い方にもあるし細かい方にもあります。ただ、ここでは5.47、4.87、4.48のピークは消えてしまっていますが、これは恐らく $FeSO_4 \cdot 7H_2O$ とか、 $FeSO_4 \cdot 3H_2O$ などの水溶性の化合物に由来するものだろうと思います。

(5)は、パイライトとイオウ以外の鉱物を溶解させてしまうために、弗酸処理してからX線にかけたものです。そうすると幾らか濃縮された状態でみえてきます。また長石のピークがほとん

ど消えてしまいます。3.85というのは恐らくイオウで、このピークは(4)でも強いので、イオウというのは、粒径5μ以下の細かい部分に集中して存在しているように思われます。

(6)は、過酸化水素で処理したものです。要するに酸化されやすいものを消してみたわけですが、図のように、パイライトやイオウのピークはきれいになくなってしまい、残ったものは長石のピークだけということになりました。

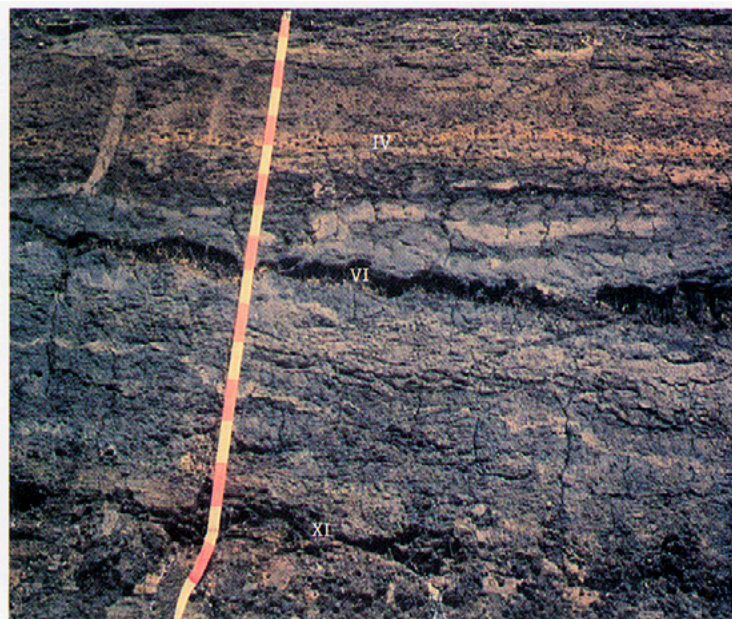
土層中の鉄・有機物・全イオウ

以上のようにX線分析では、この黒泥層にパイライトのあることがはっきりしたので、次に各土層ごとの主要な成分やpHなどをみてみました(図4・2)。まずリン酸吸収係数ですが、これは層を除く各土層とも非常に高く、この土壌が火山灰を母材としていることがわかります。pHは、黒泥層とそれ以外の層とは明らかに違って、黒泥層ではpHが3以下という非常に強酸性です。このpHは水浸pHですから、造成後に一部のパイライトが自然条件下で酸化してそのためにpHが低くなったわけです。そしてこの図で何よりも眼につくことは、有機物と鉄の変化が全く逆になっていることです。有機物の多いところは鉄は少なく、鉄の集積しているところでは有機物が少ない。とくに下部の黒泥層では、下方へいくにしたがって有機物は少なくなりますが、その動きにつられるようにして鉄と全イオウとが共に増えている。有機物の分解による還元状況下で硫化物が下の方に

写真4・1 - 基盤整備圃場の中央排水溝。背後の山脈は外輪山



写真4・2 - 中央排水溝の断面。数字は層位を示す。





たまっていく、そういう感じを受けます。そして全イオウは黒泥層に多く含まれていますが、下部黒泥層に含まれている量は異常というほどの多量で、これほどの含量の土は余り例がないように思います。

地下水に含まれる硫酸根

もともとこの地域は、火山山麓地帯を流れる地下水が豊富にあるところで、この水に硫酸根が含まれていることは以前から知られていました。基盤整備をやりましたときに数カ所に湧水口をつくりましたが、ここからは常時地下水が溢れでておりましたから、この水を分析してみました。それが表4・1で、地表のかんがい水が7ppmとわづかなのに比べ、地下水には80ppm前後の多量の硫酸根が含まれていました。このように、この地域には現在でも、かなりの量の硫酸根が供給されているわけです。

このときには、暗渠から排出される水や灌漑水も分析しました。何しろ稲がすぐ枯れてしまうので、その対策として、そこに水をかけ流し、暗渠を埋めて排水する。それから石灰を真っ白くなるほどたくさん入れる。いったん乾燥させて、また水をかける。要するに湛水状態にして

はそれを落とし、また乾かす、この間、2～3回ごとに耕起をやる、そういうやり方で強制的に表層部を酸化させていったわけですが、そのさいに排出した水を分析したのがさきの表の暗渠の水です。ですから、この水のpHは4.7、水と一緒に鉄とかカルシウムがドットと出てくるという状況です。それから、灌漑水というのも、そのなかには地下水からとっているところがあるので、そこにもかなりの硫酸根が含まれています。

こういう対策をとりましたので、1年たった後には、周りと余り変わらない程度に、8割方ぐらいは米がとれるようになったわけです。

ここでは、幸いなことに干拓地と違って火山灰地帯なので、透水がよく、しかもきれいな水がふんだんにあった。それでいまお話ししたようなやり方で、表層部については速やかにパイライトを酸化させて、それを溶脱させることができたわけです。そのかわり、排水路は真っ赤っ赤になりました。最近、資料を借りに行きましたら、排水のためにつくったコンクリートの排水路が溶けちゃって、もうすでに壊れている。それともう一つは、暗渠ではビニールパイプを

埋めているわけですが、それが詰まって困っているという話が出ていました。恐らく硫酸第二鉄の沈澱で詰まったんじゃないかなと思うております。

パイライトの形態

最後にパイライトの形態なんですけど、X線分析をしましたときに、たまたまEMX-SMという元素の定性分析と形態観察とが同時にできる機械が私の手元にありましたので、これを使ってパイライトの像を撮影してみました。そうしますと、そこには大小さまざまなパイライトの単結晶やその集合体が見られました。集合体の形態では球形、卵形、棒状などが多く、単結晶の方は6面体から12面体まで種々雑多です。大きさは集合体で5～50μ、単結晶のものでは0.5～1μから5μのものまでありました。

写真4・3はその一つで、左下に二次電子像があり、左上がFeの、右上がSの元素像ですが、これは左下の像にぴったりとあっています。この棒状の先端部を拡大してとらえたのが右下の写真で、棒状パイライトもパイライト単結晶から構成されていることがわかります。写真4・4は、ボール状の典型的な集合体の像です。

図4・2 - 中央排水溝断面の各層の特徴

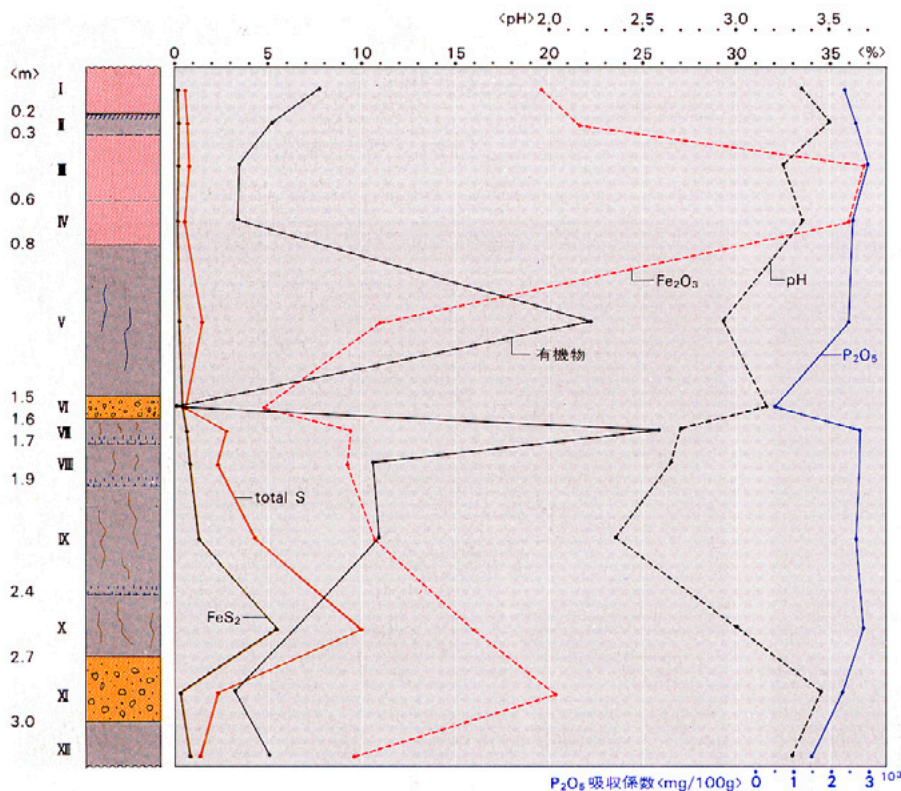
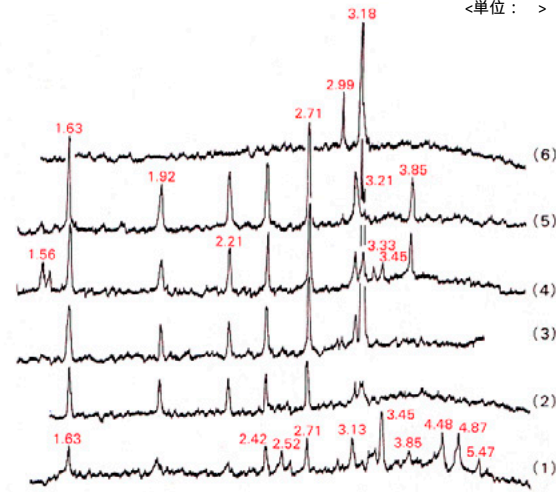


図4・3 - パイライトに富む 層試料のX線析図



- 1 無処理
- 2 直径50μm以上の画分
- 3 直径5～50μmの画分
- 4 直径5μm以下の画分
- 5 弗酸-硫酸処理
- 6 過酸化水素処理

表4・1 - 水質分析

試料	pH	Fe	Ca	SO <sub>4</sub>
かんがい水	6.4	0.1	5	7
暗渠水	4.7	290	130	1300
湧水 1	6.3	1.3	22	88
湧水 2	6.3	4.8	19	66



パイライトの生成をめぐって

編集 黒泥というのは、一般的にはどういう条件のもとでできるのですか。

川崎 泥炭は植物遺体の原形を留めています、分解がもっと進んでその原形を留めていないのが黒泥です。泥炭が、より酸化的な条件におかれたときに、好気性微生物や地中動物が活動して泥炭中の有機物を分解していくわけですが、そのさい、土に特有な有機物（腐植）に変化していくために黒色になるのです。河川の流域や湖沼の浅い岸辺などにできやすいんです。

編集 阿蘇の中央火口丘には、いまでも亜硫酸ガスや硫化水素を噴出している硫黄孔原があるのでしょうか。そこから出たイオウが酸化され、流れ込んできたものが黒泥の中で還元されて大量のパイライトができる、ということですか。

川崎 いや、そこがね、それだけだと言い切れるのかどうか、決め手がないのでよくわからないのですよ。これだけ厚い黒泥があれば、そこからの植物性起源のイオウの供給というのが結構あるんじゃないかという気もするんです。確かに、さきほどの表で見たように、地下水をとるとかなり硫酸根を含んでいるのですが、それ

だって果たして火山の方からだけできているのかどうかはわからないわけです。ただこれが、海水とか汽水とかじゃなくて、少なくとも淡水条件下でできたということは確実です。

編集 黒泥がつもった時代の年代は.....

川崎 年代測定をやっていないので何とも言えないのですが、恐らくそんなに古い話じゃないだろうと思います。

編集 当時の湖のSが測られているわけでもないでしょうが、ひょっとしたら多かったというようなことが.....

川崎 それは、あるかもしれません。火山のカルデラの中の湖ですから。ただ何しろ、生成に関しては再現できないので、どうだと決めるわけにはなかなかいかないのです。とにかく黒泥が必ず絡んでいるのですが、そのときに有機物がどのように関連しているのか。ひょっとしたら、それは、ただ単に還元条件をつくっているだけかもしれませんしね。

久馬 さきほどのパイライトの写真4・4のように、結晶の集合体がどうしてあんなうまい具合にボールになるのか.....。こういうものの成因がわからね。

編集 やっぱ微生物によってできたんですか。久馬 東大の和田先生が、3年程前からマングローブ下の堆積物を調べておられますが、顕微鏡下で見ると、パイライトの結晶の集合体が丸い沈積物となっていっぱいできている。そしてこれは、大概、植物の残渣の組織に沿って出ていて丸い形をしている、とっておられるんですね。そして和田先生は、一つの仮説として、これは、かびの胞子のようなものではないかとおっしゃるんです。

ですから和田先生の説によれば、これは完全に嫌気的な条件のところではできない。しかし、多少とも潮位の変動があって、そして地表に露出するようなどころでかびがはえて、かびの胞子がまずは沈澱する。その胞子の周辺に水酸化鉄が沈着する。そこへ下から硫化水素が上がってきてパイライトになる。このように述べられているわけです。ですからこの場合には、かびの胞子の残渣がパイライトをつくるための場をどんどん提供しているわけで、これは、本来の微生物のはたらきとはまた違っておりましたが、パイライトの生成には、それ以上の大きな役割を果たしているかもしれないのです。

写真4・3 - 黒泥土に含まれる棒状パイライト (阿蘇)



写真4・5 - 高等植物組織内に生成したパイライト (阿蘇).

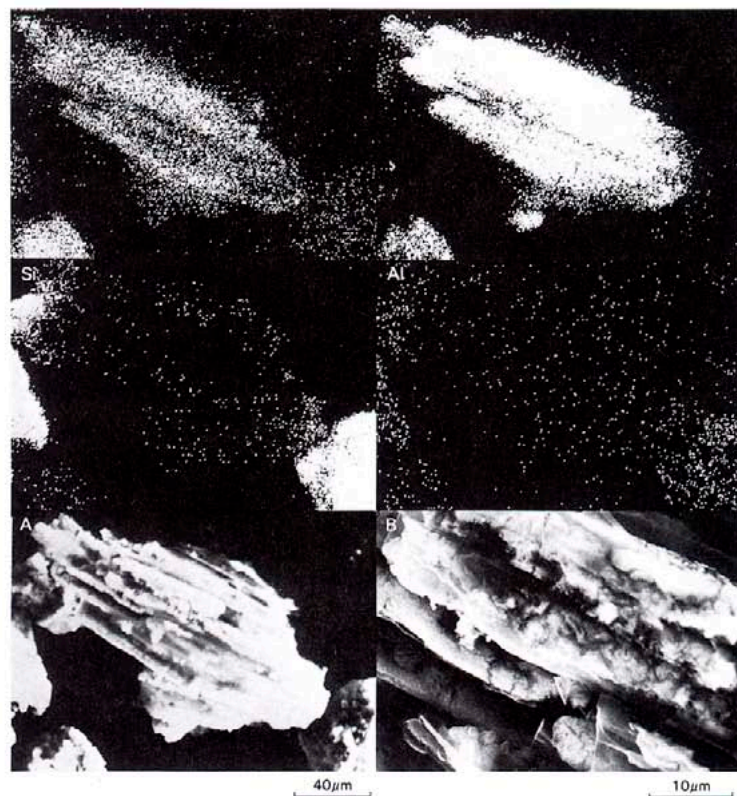
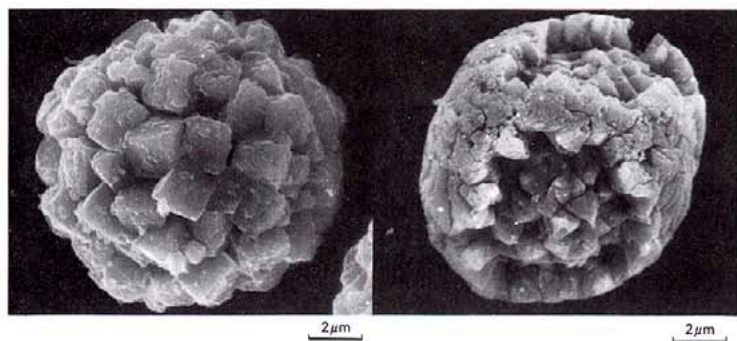


写真4・4 - 球形および卵形パイライト



左は球体表面が粗く、内部のパイライト単結晶間に孔隙の多い集合体。右の卵形パイライトは外表面がなめらかで、内部のパイライト単結晶間に孔隙の殆どない集合体。

特性X線による元素の面分析 (Fe, S, Si, Al) は、下段左の二次電子像 (SE) A に対応する。BはAの一部分を拡大したもので棒状パイライトが認められる。



川崎 阿蘇の場合でも、植物組織内につくられたパイライトが確認されています。写真4・5がそれで、右下の拡大写真（B）には棒状パイライトがはっきりと認められます。

珪藻に含まれるパイライト

編集 珪藻とパイライトとの関連はどうなんでしょうか。

川崎 珪藻の遺骸にはパイライトが含まれている場合があります。これを最初に確認したのは菅野さんで、有明海沿岸の干拓地水田の下層土中で見出されており（菅野ら、1963）。また前田さんは、完新統の断面調査のさい、珪藻遺骸群集の出現位置とパイライトの析出位置とが一致したということ報告しています（前田ら、1982）。

じつは私自身も、筑後川下流域に数年前に新設されたクリークの底質土を分析したときに、多種類の珪藻のなかに多量のパイライトが含まれているのを確認しているんです。この8枚の写真（本誌1pに収載）がその一部で、これらのいろいろの珪藻のなかに、ぎっしりとつまっているのはすべてパイライトです。写真4・6は、クリーク底質土細砂のEMX-SMによる面分

析と二次電子像で、bとeの部分がパイライトを含む珪藻です。また写真4・7は、パイライトを含む珪藻をX線分析によって確認したもので、Siは珪藻の細胞膜、FeとSはパイライト、そしてPbとZnも硫化物として含まれていることを示唆しています。

このクリーク底質土中の大部分のパイライトは、最近つくられたものではなく、少なくとも数百年前につくられたものです。というのは、この地帯の水田下層土には多量の硫化物（恐らくパイライト）を含む土層があるんですが、この同じ土層がクリーク法面に現われているので、侵食を受けて底質土化したものと考えられるからです。しかし、法面が安定化している古い既設のクリーク底質土の上層部にも、少量ではありますがパイライトを含む珪藻の存在が認められました。ですから、程度の差はあるにしても現在の条件下でもパイライトが生成されている可能性がないとは言い切れません。

だいたい珪藻というのは、葉緑素で光合成を行なって油脂を生産する植物ですから、嫌気的条件下で極めて不活性なパイライトを、自ら体内で造るということはまず考えられません。しか

し、さきほどの写真（1p収載の写真）にみられるように、パイライトのほとんどが、珪藻体内にぎっしりと密に充填されています。ですからパイライトは、体外で生成された後に運びこまれたとは思えないのです。多くの卵型パイライトをよく見てみますと、表面が円滑なもののほどその内部にすき間がなく、さきの写真4・4bのように、単結晶が最も密に充填されています。ですから、これはまず細胞内で非晶質の $FeS_2$ が生成され、その後、球の内部から結晶化が進んでいったのではないかと考えられるのです。おそらく、珪藻の細胞膜の網目を通過できるようなバクテリアが侵入し、珪藻体内の養分を消化しながら代謝産物として非晶質の $FeS_2$ を生成したのではなからうか。私はそんな推測をしているのですが、これはあくまでも私の推測にすぎず、珪藻体内におけるパイライトの生成機構は、今後、解明していかなければならない課題です。

編集 時間が大分すぎてしまいましたので、この辺で終りたいと思います。本日は、長時間にわたり大変有りがとうございました。

写真4・6 - クリーク底質土細砂の特性X線による面分析と二次電子像

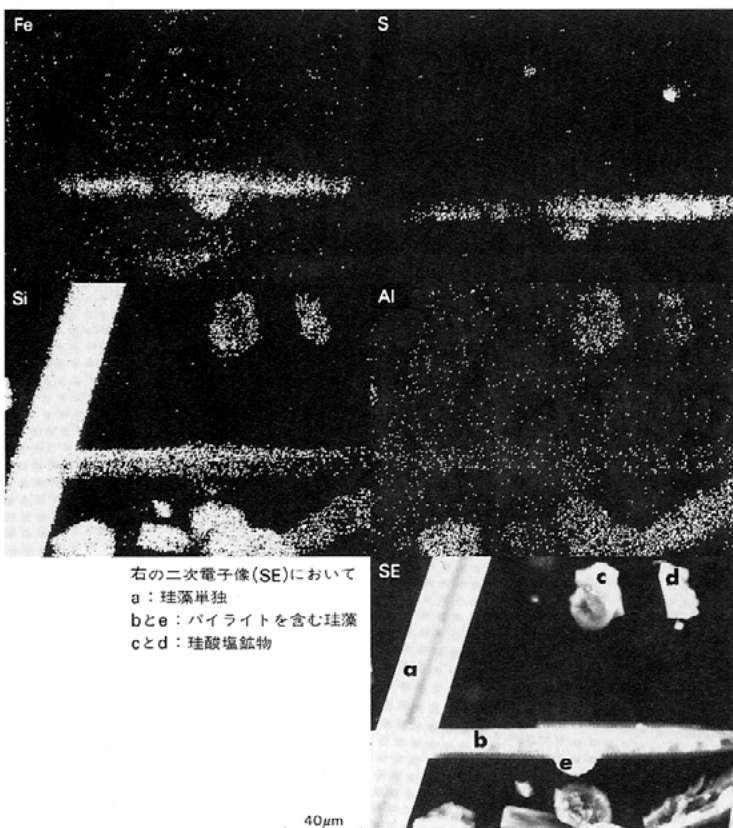


写真4・7 - パイライトを含む珪藻の二次電子像(SE)とX線分析

