

水田土壌の構造

齋藤 万之助*

還元状態にある土壌はどのような粒子の配列様式を示すであろうか。巨視的にはかべ状構造がその典型的な土壌構造であることが認められているが、湛水還元下で土壌は和水分潤し粒子間結合力が弱いため分散的であるとか、ゼリー状、水ようかん状あるいは豆腐のような構造であるなどとこれまで表現されている。ゼリー状などの表現は明らかに土壌が凝集状態にあることを意味しているようであるが、還元状態にある土壌はいかなる粒子の結合状態ないし微細構造においてかべ状構造を示すものか必ずしも明確ではない。

粒子の結合状態はそのかべ状構造の性状を規制し、土壌が酸化状態に変化したあとの土壌構造にも影響を及ぼしているであろう。

本報告は湛水還元下において水田土壌は凝集状態であることを明らかにし、その凝集の機作をさらにはそれが水田の土壌構造に及ぼす影響を考察した結果をまとめたものであり、その詳細は別に発表している¹⁻⁶⁾。

1. 水田作土の物理性の経時的変化

カオリン鉱物を主要粘土鉱物とする乾田の京都農試水田に堆肥、無堆肥二区を設けて、稲作期間中の団粒量、分散率、三相分布の変化を、酸化還元電位(Eh)との関係において追求した。

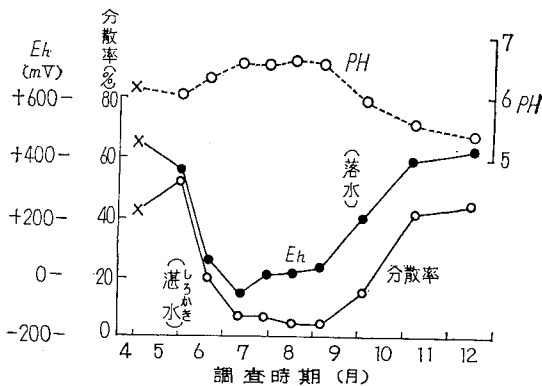


図-1 Eh, pHおよび分散率の経時変化 (京都農試堆肥区, 1936年)
分散率の測定…4%懸濁液 15分振とう

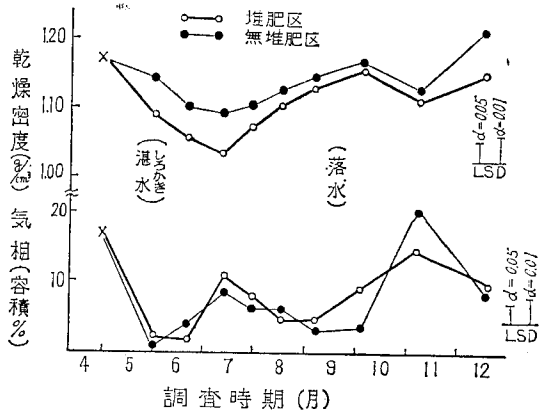


図-2 乾燥密度および気相の経時変化 (京都農試, 1966)

しろかきにより泥状化を促進された土壌は還元化が進むにつれてさらに粒子間結合力は弱化し、団粒は崩壊した。しろかきで分散性のよくなった土壌は還元下では水中振とうすると40~50μ程度の粒子に相当する速さで沈降するフロックが得られ凝集状態に変化したことを示した(図-1)。したがって落水期まで低い団粒量および分散率で経過した。

乾燥密度と気相の経時的変化は 図-2 のようであった。乾燥密度はしろかきにより、さらに還元化に伴い減少して7月上旬には極小値に達した。しろかき時に極小値を示した気相は、この時点には還元過程で発生したガスによって極大値を示した。乾燥密度の極小値は土壌の分散状態から凝集状態への移行、還元化に伴って発生したガスの土壌および水との置換、さらには湛水還元による土壌粒子の和水分潤による。

その後ガスの逸散、土壌自体の沈下によって乾燥密度は徐々に増加し、落水後田植前の値に回復した。極大値に達した後、気相は減少していったが、落水時においてもしろかき時の割合までには減少せず、内封されて残存している部分があった。

なおアロフェンを主要粘土鉱物とする火山灰水田土壌も還元下では凝集状態にあることが明らかになった。

2. 湿田土壌の構造

湿田土壌は排水不良で終始多少とも還元状態にあるか

* 北海道開発局土木試験所 1971.6.2 受理

ら凝集的であることが、上述の結果から予想される。

地下水位が高いことが湿田の原因と思われる琵琶湖東部の二沖積水田を夏冬二回調査研究し、上述の予想を検証し、その構造特性を考察した。

断面層序は APG/G₁/II G₂/III G₃ (近江八幡土壤) および APG/G₁ (能登川土壤) と全層グライ層であった。また遊離鉄は表層に富化していた。

両土壤とも凝集状態にあり、凝集性良好なものは比重計法で見掛けの粒径40~50 μ に鋭いピークが認められ、フロックはほぼ均一な径を示した(図-3)。したがっ

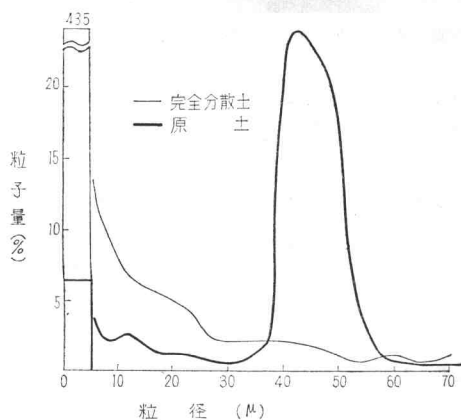


図-3 粒径分布 近江八幡土壤 G₁層

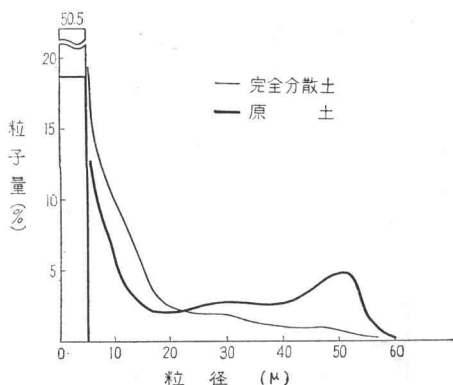


図-4 粒径分布 近江八幡土壤 II G₂層

表-1 供試湿田土壤の三相分布

| 土 壤 | 層 位 | 仮比重 (g/cm ³) | 三相分布 (vol %) | | |
|-------|--------------------|-----------------------------|--------------|------|-----|
| | | | 固 相 | 液 相 | 気 相 |
| 近江八幡 | ApG | 0.86 | 31.9 | 64.0 | 4.1 |
| | G ₁ | 1.01 | 37.9 | 55.1 | 7.0 |
| | II G ₂ | 1.04 | 38.9 | 56.4 | 4.7 |
| | III G ₃ | — | — | — | — |
| 能 登 川 | ApG | 0.78 | 28.2 | 67.7 | 4.1 |
| | G ₁ | 1.07 | 38.2 | 57.2 | 4.1 |

て完全分散土と比較して微細粒子、特に5 μ 以下の粒子の減少が目立った。ただしこの図から完全分散土と原土の直接の比較はできないが、原土の凝集状態を検討することはできる。

凝集性の悪いもの(図-4)は水溶性ないし易分解性有機物が原因しているものと思われた(後述)。

三相分布の特性は表-1に示すように、固相率が低いことおよび気相率が低く二相系⁹⁾に近い状態にあったことである。固相率の低いことは基本的には土壤が凝集していることと粒子の和水の効果である。

3. フロックの形態

還元下で凝集状態にある水田土壤を水中振とうして得たフロックを光学顕微鏡および電子顕微鏡で観察した。

フロックは多孔質な網状構造(写真-1)を示し、砂

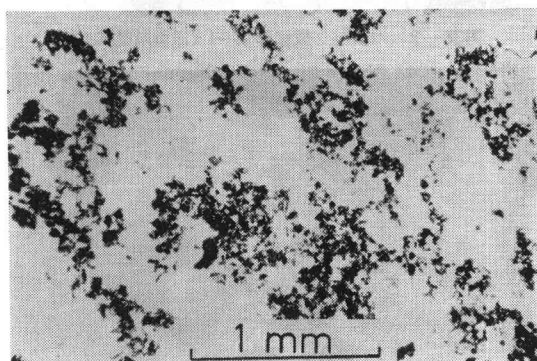


写真-1 フロックの形態(京都農試土壤)

粒子もその構成員になっていた。0.1mm内外のフロックが相集って大きなフロックが生成されるものと思われた。この大きなフロック間は帯のように集合した小フロックが結合していた。

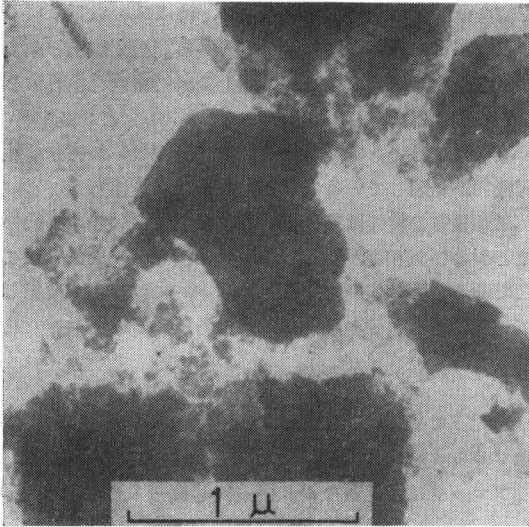
光学顕微鏡下ではフロックの形態には火山灰土壤であるか否かによる差異は認め難かった。

フロックにオルソ・フェナンスロリン、アルミノンあるいは混合還元剤を添加してそれぞれ鉄、アルミあるいはシリカの発色を試みたら、前二者でフロックは容易に赤く発色した。シリカの発色は不完全であった。

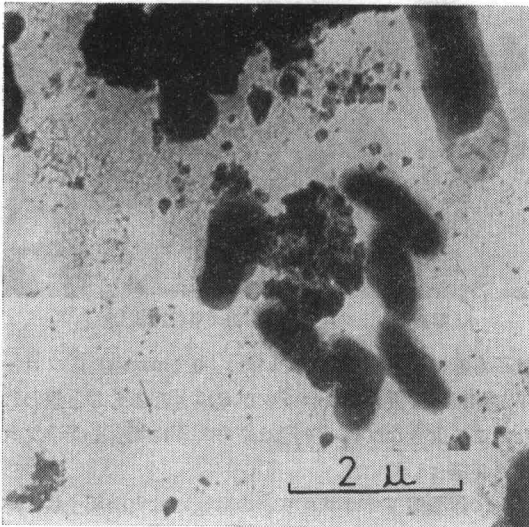
弘法ら⁸⁾は還元化に伴い土壤の無機有機成分が易溶化、水溶化し、水溶性カチオンはイオン置換反応に関与することを明らかにし、また置換容量の半分にも及ぶ置換性二価鉄の存在が報告されている⁹⁾¹⁰⁾。

したがって上述の処理によるフロックの発色は粒子に吸着した非晶質ゲルおよび粒子自体の無定形化した部分が還元過程でゾル化あるいはイオン化したためである。このようにして生成したゾルやイオンが凝集剤として作用するためフロックが生成するものと推察した。

電子顕微鏡観察により、無機質土壤では非晶質物は粘



写真—2 フロック微細形態—1 (滋賀県農試土壤)



写真—3 フロック微細形態—2 (北海道留寿郡土壤)

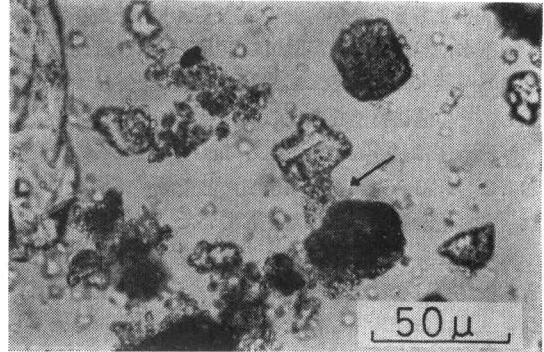
土粒子に吸着し濃淡を示し、網状構造あるいは糸状を呈することが認められた。

写真—2はその1例である。この写真では中央の粘土粒子(雲母系鉱物か)と多孔質な粘土粒子は網状構造の非晶質物によって結合されている。多孔質な粘土粒子は非晶質物とほとんど区別できず、無定形化しているものと思われた。

火山灰土壤では糸状およびマイクログリゲート状のアロフェンの存在が観察された(写真—3)。

なおこれらの土壤を脱鉄処理すると、無機質土壤では粒子表面はなめらかになり、火山灰土壤では糸状アロフェンの消失が観察された。

写真—3のマイクログリゲート状のアロフェンを取り



写真—4 細砂粒子間を結合するフロック (能登川土壤)

まいているのは細菌であるが、微生物自体およびその代謝するガム状物質も還元下での土壤の凝集性の一端を担っていると推定された。

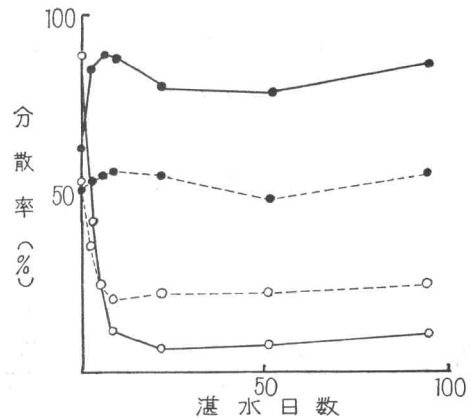
オルソ・フェナンスロリンあるいはアルミノン処理で粗粒子は局部的に赤く発色した。このような局所的な活性部位が微細粒子あるいはそのフロックと反応して、粗粒子もフロックの構成員になるものと考えられる(写真—4)。

写真—4に示したような粒子の結合形態は落水後の作土の微細構造にも観察され、その結合形態は還元下の凝集性を基本骨格としていることが示唆された。

4. 還元土壤の凝集性に及ぼす風乾の影響

還元土壤の凝集性を風乾土と新鮮土を用いて室内で確認実験を行なった。

図—5に示すように湛水還元した場合、新鮮土は凝集状態になるが、風乾土はかなり良好な分散状態になることが明らかになった。風乾土について丸田¹¹⁾も同様の結果を得ている。



図—5 分散率の経時変化(4%懸濁液, 15分振とう)
— 京都農試土壤 --- 栃木農試土壤
● 風乾土 ○ 新鮮土

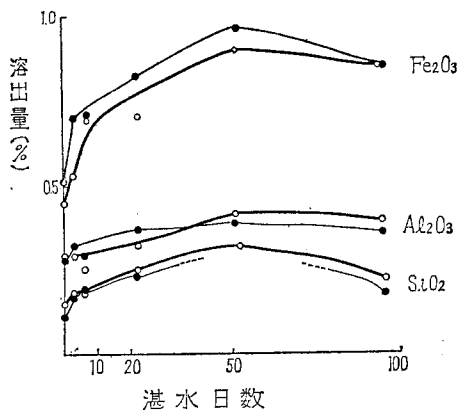


図-6 0.2N塩酸可溶性鉄、アルミおよびシリカの経時変化(京都農試土壤)

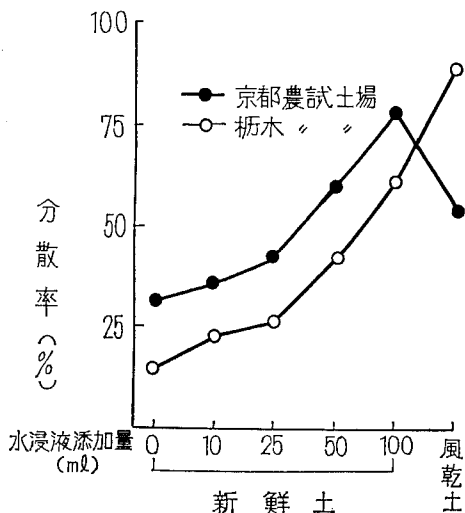


図-7 オーチャードグラス水浸液が湛水新鮮土の凝集性に及ぼす影響

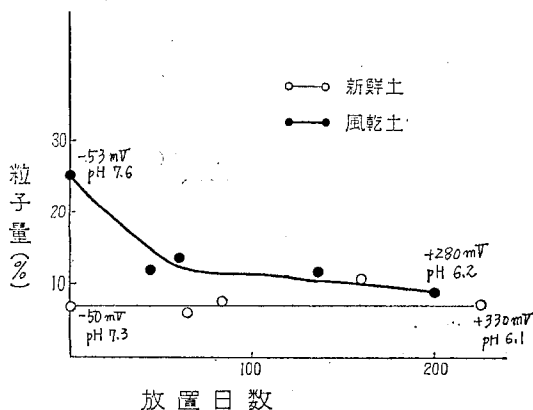


図-8 45日湛水土壤の水中放置日数と20 μ 以下の粒子量(ピペット法)、pHおよびEhの変化(北海道奈井江土壤)

したがって風乾土を用いて還元化に伴い透水性が低下するという考察¹²⁾は結果の類似性として説明される。

湛水還元化に伴い0.2N塩酸可溶性の鉄、アルミ、シリカの含量は経時的に増加し、これらの成分が易溶化、水溶化することを示している(図-6)が、新鮮土と風乾土の間に本質的な差異はなかった。よって風乾土では凝集剤が何らかの因子によってその働きを妨害されていると考えられる。

沈定容積の測定では、風乾脱水の影響は有機物に強く現われた(表-2)。またこれまでの多くの研究と同様

表-2 有機物分解による沈定容積の変化

| 土 壤 | 有機物処理 | 沈定容積(ml/g) | | A / F 比 |
|-----|-------|------------|--------|---------|
| | | 新鮮土(F) | 風乾土(A) | |
| 京 都 | 未分解 | 2.03 | 1.57 | 0.77 |
| | 分 解 | 3.23 | 3.03 | 0.94 |
| 栃 木 | 未分解 | 4.30 | 3.10 | 0.72 |
| | 分 解 | 3.33 | 0.96 | 0.96 |

に、風乾、湛水還元は易分解性あるいは水溶性有機物の増大をもたらした。これらの有機物のキレート作用あるいは保護コロイド作用により、風乾土は湛水還元した場合分散的になると推定した。稲わら、オーチャードグラスの2%水浸液が還元下で凝集状態にある新鮮土を分散させることから上記の推定の可能性を検証した(図-7)。

弱酸化状態になると、有機物の分解が盛んになり、風乾土を湛水還元した場合でも凝集状態に移行した(図-8)。

以上より、還元下の水田土壤の凝集性は結合物質の凝集剤への転化に基因するが、多量に存在する易分解性ないし水溶性有機物はその凝集性を妨害すると結論される。

5. 水田作土の構造、団粒

土壌物理学では、団粒(aggregate)は、生成論の立場からの crumb と観念的に同義とみなしてしまっている場合が多い。しかしこの団粒はまったく実用的な概念であり、分析によって得られる団粒は高次の構造のものもあれば、一次粒子の集合した破片であるかもしれない。すなわち現実の aggregate と観念上のそれは必ずしも一致しない。

したがって団粒分析では団粒の量は知ることはできるが、団粒内、団粒間の性状は知ることはできない。

このように団粒は実用的な概念であり、目的に応じた

分析法を選ぶ必要がある。

Crumb の発達した土壌とかべ状構造の土壌では、分析によって得られた団粒の持つ意味はおのずと異なるであろう。したがって土壌の構造性を論ずる場合、まず圃場での土壌構造の形態的特徴を把握せねばならない。このことなしでは自然体としての土壌の存在様式とは無関係に土壌物質の団粒分析で得られた値から自然の土壌の構造性を論ずるといふ安易な操作主義に陥る危険性がある。

ところで一般にしろかき田では、周年的な酸化還元のくりかえしにより土壌構造の発達は微弱であり、かべ状構造を基調としていたと思われる⁴⁾、団粒分析で得られた団粒はおそらく低次の構造体と推定される。このことおよび還元下で土壌は凝集していることから、寺沢¹³⁾の提出した施肥改善事業の土壌分類体系における各土壌群の構造モデルは結果の類似性にすぎないといえよう。

ところで水田土壌の団粒はその径が小さいほど内部孔げきが増すといわれ¹⁴⁾、結合物質の局部化が生じているという報告¹⁵⁾もあるので、団粒についてはさらに考察を進める必要がある。

湛水下の水田土壌の団粒分析は多くの困難を伴うことが、松尾・佐藤¹⁶⁾によって報告されている。著者ら²⁾もそれについて検討を加えた。

一方湛水土壌の微細形態観察から、そこに土塊の存在を認めた(写真-5)。このような土塊の存在は水稲の

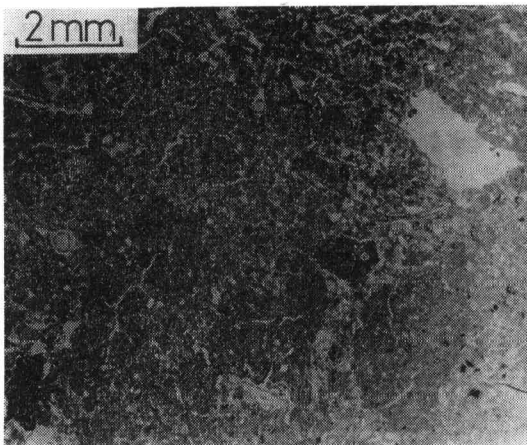


写真-5 湛水期の作土上部の微細構造
(京都農試水田, 1966年8月15日採取)

生育と密接な関係のあることが、多くの研究者によって明らかにされている¹⁷⁾。なおこれは試料を凍結乾燥させ、固化薄片とし観察したものである。土壌の全収縮はほとんど認められないが、この方法の欠点は凍結の際の微小なレンズ状の氷層のためと思われる層状の孔隙が生成することである。湛水下の土壌の微細形態観察法に箱石¹⁸⁾は水溶性樹脂を用いて1つの前進をもたらした。

この土塊は単粒状構造¹⁹⁾中の微細粒子が少ないことにより、識別されるものである。作土下部は均一なかべ状構造を呈していたが、このような土塊の存在は十分考えることである。またこのような土塊は団粒分析によっては識別できないであろう。

写真右の孔隙は還元によって発生したガスによるものであろう。湛水中の作土の孔隙は、この種の孔隙以外ほとんど観察されず、かべ状構造であり、落水後の土層にみられる孔隙の生成、弱団粒化などの構造の再編成⁴⁾は主に落水後の現象と推察された。

水田土壌の構造性把握には微細構造の観察が有力な方法と思われ、BREWER²⁰⁾のFabric Analysisがその際意義を持つであろう。

6. む す び

水田土壌は還元下で凝集状態にあることを示し、落水後酸化状態になっても、この凝集性の影響が強く残っていることを明らかにした、また水田土壌の構造性に関して多少の論議を試みた。

還元下の水田土壌の凝集性と、保水性、透水性あるいはコンシステンシーなどの水田土壌の物理性ととの関連は今後の問題として残されている。

また風乾土と新鮮土の問題あるいは界面現象と密接な関係をもつ非晶質物の性状など不明な点が多い。

参 考 文 献

- 1) 斎藤・川口：土肥誌，42，1 (1971)
- 2) 斎藤・川口：土肥誌，42，58 (1971)
- 3) 斎藤・川口：土肥誌，42，61 (1971)
- 4) 斎藤，川口：土肥誌，42，(1971)
- 5) 斎藤・川口：土肥誌，42，(1971)
- 6) 斎藤・川口：土肥誌，投稿中 (1971)
- 7) 美園・川尻：土肥誌，35，422 (1964)
- 8) 弘法・高井・和田・香川：透水条件下に於ける水田土壌地力の変遷に関する基礎的研究，p.29 (1968)
- 9) 川口・川地：土肥誌，40，89 (1969)
- 10) 本村：農技研報，B21，1 (1969)
- 11) 丸田：土壌の物理性，21，11 (1970)
- 12) 富士岡・五十崎：農土研，23，368 (1956)
- 13) 寺沢：農技研報，B22，85 (1971)
- 14) 川口・虎谷：土肥誌，30，417 (1959)
- 15) 喜田：土壌構造と結合物質の作用および改良剤の利用に関する研究 p.29 (1961)
- 16) 松尾・佐藤：土肥誌，33，295 (1960)
- 17) 出井：土壌の物理性，16，27 (1967)
- 18) 箱石：農業技術，25，376 (1970)
- 19) 青峰：農業技術，10，297 (1955)
- 20) BREWER, R.: Fabric and Mineral Analysis of Soils, p. 129, John Wiley & Sons Inc., New York (1964)