

佐賀平野の水田土壌

江頭和彦 | 九州大学農学部 教授

1. 佐賀平野の水田土壌

1-1. 土壌の生成

有明海の海面下にあった堆積物が、自然にあるいは干拓によって人工的に干陸すると、土壌の生成が始まる。土壌化は、模式的には次のように表すことができる。すなわち、干陸直後の堆積物は青灰色を呈し、全層グライ層（G層）から成る。極めて高い含水比を有し、間隙水中の塩濃度は海水の塩濃度に近い。干陸後、堆積物の脱水・乾燥が始まり、塩分の溶脱が始まる。脱水・乾燥に伴う空気の侵入は、堆積物を酸化状態に変える。可酸化性物質の酸化が進み、土色は青灰色から灰色へと変わる。脱水に伴う土塊の収縮によって亀裂が発生し、構造の発達が見られる。亀裂の発生は、雨水による塩分の溶脱を容易にする。地下水位の低下につれてグライ層は下がり、脱水・乾燥、酸化、溶脱が進む。

塩分の溶脱が進むと、植物の生育が可能になる。植生の発達は土壌化を促進する。植生の発達に伴って、枯死した植物の枝葉や根が堆積物の表面あるいは表層にたまる。これらは微生物によって無機物に分解されるが、一部は化学変化を受けて黒色ないし黒褐色の腐植物質に変わり、表層に集積す

る。この部位をA層とよぶ。A層の下にはB層が形成される。B層は、A層から溶脱してきた物質の集積、柱状あるいは塊状構造の発達によって特徴づけられる。このようにして、全層G層の堆積物から出発して、A-B-G層の層位分化をもつ土壌が生成する。

佐賀平野の土壌は水田として利用されることが多い。水田としての利用は、灌漑水による塩分の溶脱を促進する一方で、脱水・乾燥を抑え、土壌構造の発達を抑制する。加えて、水田土壌化作用が進行する。水田土壌化は、酸化・還元反応に伴う物質の形態変化と移動を断面分化の基本とする¹⁾。水稻の生育期間水田は湛水され、大気とのガス交換がシャ断される。水稻の収穫残さあるいは堆きゅう肥の形で有機物が供給されるAp層（作土層）では、残存していた酸素が消費されたのち、有機物の分解に伴って還元的な状態が発達する。各元素は酸化的な形から還元的な形へと変化し、例えば鉄は Fe^{2+} に、マンガンは Mn^{2+} に変わる。鉄およびマンガン化合物の還元形は相対的に溶解度が高く、浸透水に溶解して下方へ移動する。B層は有機物に乏しく、湛水後も酸化的な状態を維持する。そのため、Ap層で還元された鉄およびマンガンは、

B層で再び酸化されて Fe^{3+} 、 Mn^{4+} (Mn^{3+})の形をとり、専ら水酸化物として斑紋をつくって沈積する。水稻栽培中毎年この過程が繰り返され、Ap層での鉄・マンガン化合物の還元溶解、B層での酸化沈積をもつ、水田土壤に特有な断面形態が形成される。

1-2. 土壤類型

佐賀平野に分布する土壤を、我が国の耕地土壤分類基準に基づいて、表-1に示す。耕地土壤分類は地力保全基本調査(昭和34年度に始まり51年度に完了、全国50000km²の耕地をカバーする)に基づいて設定され、土壤統を分類の基本単位とし、土壤群—土壤統群—土壤統の分類体系をもつ。表1の土壤群と分布面積は、佐賀県の地力保全基本調査総合成績書²⁾から引用した。佐賀平坦地域と白石平坦地域について、各市町村を地形に対応させて細分している。無論、自然の地形区分と行政区分が完全に対応するものではなく、どの地形が主要をなすかで判断した。

佐賀平野の土地利用形態は9割近くが水田であり、特に新期干拓地域、干拓地域、自然干陸地域では、ほぼ全部が水田である。分布する主要な土壤群は褐色低地土、灰色低地土、グライ土、黒泥土であり、これらは次のように記述される³⁾。

褐色低地土：全層あるいはほぼ全層が黄褐色を呈する土壤である。河川の氾濫による堆積物に由来する。堆積物の性質を強く残し、水による変成作用をほとんど受けていない。河川の自然堤防や扇状地などに分布し、排水は良好である。

灰色低地土：全層あるいはほぼ全層が灰色または灰褐色を呈する土壤である。グライ層は地表から1m以内には出現しない。海底あるいは河川の堆積物に由来し、干拓地、海岸平野、谷底平野、扇状地に広く分布する。灰色の土色は、青灰色であった土層が酸化作用によって灰色に変化したか、あるいは褐色の堆積物が水の作用によって

灰色化したと考えられている。灰褐色は灰色よりも多少酸化が進んでいる。中粗粒ないし礫質の灰色低地土は主に河川の中流域に分布し、細粒質の灰色低地土は海岸平野や干拓地に分布する。

グライ土：地表から1m以内に青灰色のグライ層をもつ土壤である。地下水位が高く、排水不良である。海底あるいは河川の堆積物に由来し、干拓地、海岸平野、谷底平野の平坦な湿地ないし過湿地に分布する。グライ土のうち、グライ層が地表面下0.5m以内から現れる土壤を強グライ土、0.5m以下に現れる土壤をグライ土と区分する。

黒泥土：全層あるいはほぼ全層が黒泥層から成る土壤である。黒泥層は、ヨシやアシなどの植物組織が肉眼ではほとんど認められない程度に分解した有機質材料に、泥・砂などの無機質材料が均質に混入して生成したものである。自然堤防や砂丘の後背湿地、山間・山麓の低湿地に分布する。

新期干拓地域、干拓地域および自然干陸地域には、有明海の海底堆積物に由来する細粒灰色低地土と細粒グライ土が広く分布する。干陸年代の新しい地域ほど細粒グライ土が多く、有明干拓では細粒グライ土のみが分布する。一方、自然干陸地域では細粒灰色低地土の割合が高く、海底堆積物→細粒グライ土→細粒灰色低地土の変化が起こっていることをうかがわせる。佐賀平坦地域の縄文中期海岸線(約5000年前の海岸線)以北地域には、河川堆積物に由来する褐色低地土および中粗粒ないし礫質灰色低地土がみられ、低湿地には中粗粒ないし礫質グライ土や黒泥土が分布する。

佐賀平野に分布する代表的な土壤の土壤断面を写真-1に挙げています。

1-3. 表層土壤の性質

佐賀平坦地域では、背後の背振山系から洪積台地を経て沖積低地に移る。縄文中期海岸線以北の沖積地は河成沖積地で扇状地や氾濫原地形をなし、背後地から流出した

表一-1. 佐賀平野に分布する耕地土壌の土壌群と分布面積 (km²)

地目 (面積)	佐賀平野			担地		域			担地			域			
	川副町, 東与賀町	久保田町, 芦刈町	千代田町, 諸富町, 牛津町	東背振村, 三田川町, 神崎町, 大 和町, 三日 月町, 小城 町	佐賀市	有明干拓	福富町	白石町, 有明町	江北町, 大町町, 北方町	新期干拓~ 干拓地域	自然干陸地 域	新期干拓~ 干拓地域	新期干拓地 域	新期干拓~ 干拓地域	干拓地域か ら縄文中期 海岸線以北 地域まで
土壌群	黄色土														
	暗赤色土														0.68
	褐色低地土						5.16								0.13
	灰色 { 中粗粒~礫質 細粒質 }			1.26			31.47								0.54
水田 (273.51)	低地土		22.91				9.02					2.00			0.50
	グライ { 中粗粒~礫質 細粒質 }	27.60	19.87				2.61								14.29
	土														
	黒泥土	12.10	1.17	5.16			9.24				8.60				4.28
畑 (7.37)	黒ボク土						3.37								
	灰色台地土														
	黄色土						1.38								
	褐色低地土						1.02								
樹園地 (32.41)	黒ボク土						0.77								0.20
	赤色土			0.16			0.63								5.28
	黄色土						14.77						3.33		
	暗赤色土			1.54			1.83								0.53

新期干拓地域：干拓地域のうち、明治時代以降に干拓造成された地域。

干拓地域：平安時代初期海岸線以南の地域、主に干拓造成によって陸化した地域。

自然干陸地域：平安時代初期海岸線と縄文中期海岸線の間地域、自然干陸によって陸化した地域。

縄文中期海岸線以北地域：縄文中期海岸線以北の、河成沖積地域。一部台地・丘陵・山地が含まれる。

写真一 佐賀平野にみられる土壌の土壌断面写真
 (佐賀県農業試験場土壌保全研究室の提供による。許可を得て掲載する。)



細粒強グライ土

新期干拓地域 (干陸後約
10年), 福富町福富干拓

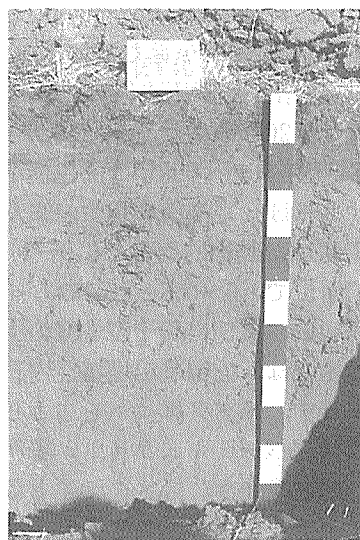
表層約30cm (赤, 白のマークは各10cm) はやや排水が進んで褐色味を帯びる。その下は青灰色のグライ層であり、依然として還元状態にあることを示している。グライ層の青灰色は2価の鉄による。



細粒グライ土

干拓地域,
福富町

土層の灰色化が進み、グライ層は表面下70cmまで低下している。Ap層(0-10cm)の下にB層(10-70cm)が形成され、B層には水田土壌化作用に伴う赤褐色の鉄酸化沈積物の斑紋がみられる。



細粒灰色低地土

自然干陸地域,
佐賀市

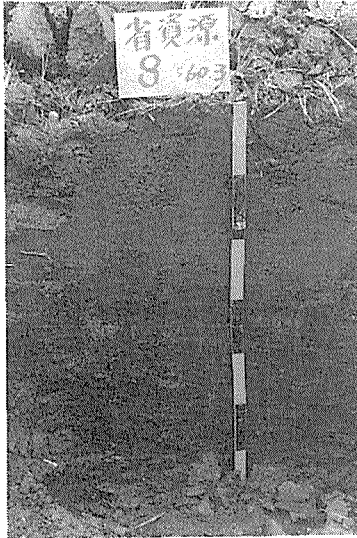
貝塚線(2000年前頃の海岸線)以南に分布し、佐賀平坦地域を代表する水田土壌である。灰褐色のAp層(0-10cm)の下に、厚いB層がみられる。グライ層は1m以下に低下している。B層には鉄の酸化沈積物の斑紋が顕著である。



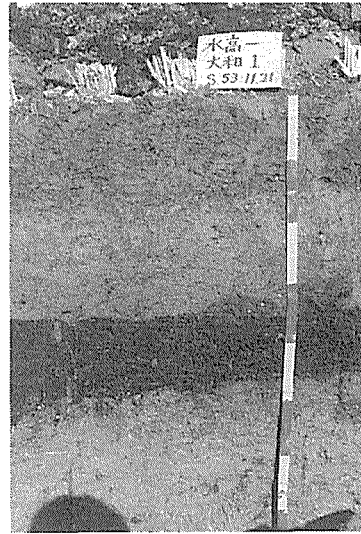
細粒灰色低地土

自然干陸地域,
佐賀市

貝塚線以北に分布する。Ap層(0-12cm)からの鉄・マンガン溶脱が進み、B層において鉄酸化沈積物(赤褐色ないし黄褐色)とマンガン酸化沈積物(黒褐色)の分離、および鉄酸化物の溶解-再沈積がみられる。



細粒灰色低地土 三日月町
佐賀平坦地域の細文中期海岸線付近に分布する。30cm以下の層に黒泥を混じる。



礫質灰色低地土 大和町
佐賀平坦地域の細文中期海岸線以北地域に分布する。河成沖積地で透水性は大きい。斑紋の形成は弱い。35-45cmの深さの黒色の層は黒ぼくを混じている。

堆積物を母材とする。背後の背振山系は花崗岩の山地であり、このため土壌は一般には粗粒質で、砂壤土ないし壤土の土性を持ち、下層に礫層を有することが多い。自然干陸地域のうち貝塚線（佐賀平坦地域にみられる2000年前頃の海岸線）以北の地域は河成沖積地であり、土性は埴壤土ないし埴土で、貝塚線以南の地域に比してやや粗い。白石平坦地域では、第三紀層の山地から直接に自然干陸地域に移る。

自然干陸地域および干拓地域は、細粒質の有明海浅海底堆積物に由来する海成沖積平野である。有明海には湾内を東から西へ回流する潮流があつて粒子の分級が起り、湾奥部の白石平野沖に最も細粒の堆積物が沈積する。このため土壌は東部から西部に向かって細粒質になり、東部の佐賀平坦地域の川副町、東与賀町では粘土 (<2 μ m) 含量が300~400g/kgで、土性がシルト質埴土ないし軽埴土であるのに対して、西部の白石平坦地域の福富町、白石町、有明干拓においては粘土含量は500~600g/kgで、

土性は重埴土である⁴⁾。

白石平坦地域の水田土壌の液性限界は120~70%、塑性限界は50~40%の範囲にあり、干陸後の年数が進むにつれて低下する⁵⁾。塑性指数は干拓直後の土壌で60以上、干拓後3~20年のグライ土で50から40へと低下し、干陸後40~600年の灰色低地土では30~40とほぼ一定の値を示す。また土壌の乾燥密度は、酸化層位で0.9~1.2g/cm³、還元層位で0.6~0.7g/cm³であった⁵⁾。

干拓地域および自然干陸地域の土壌の粘土鉱物組成は、佐賀平坦地域、白石平坦地域によらず、スメクタイトを主とし、雲母粘土鉱物、パーミキュライト、緑泥石、カオリン鉱物を伴う。スメクタイトは鉄に富むバイデライト型の鉱物であり、海底での火山碎屑物の化学変質によって生成したのではないかと推測される。スメクタイト以外の粘土鉱物は碎屑性起源で、河川によって運び込まれたものであり、背後地の地質を反映する。土壌の陽イオン交換容量は、スメクタイトを主要粘土鉱物として含むた

表 2-2. 有明海浅海底堆積物と佐賀平野に分布する土壌の主な化学的性質

土壌統群 (地目)	地 域	採 取 地	深 さ (cm) (層位)	pH	酢酸アンモニウム抽出性 (cmol(+)/kg)					陽イオン 交換容量 (cmol(+)/kg)	有機物 含量 (g/kg)	含水比 (g/kg)	粒 径 組 成 (g/kg)		土 性	
					Ca	Mg	K	Na	Cl				粘土 ($<2\mu\text{m}$)	シルト ($2-20\mu\text{m}$)		砂 ($20-2000\mu\text{m}$)
浅海底堆積物 (1974年に潮留め, 1975年に 採取)		有明干拓 廻里江工区	0-50	7.45	2.5	26.2	3.8	41.0	39.2	39.4	45	1700	542	353	45	重埴土
細粒強グライ 土(未耕地, 干 陸後約10年)	新期干拓地域	福富町	0-30	7.0	14.7	14.6	2.3	11.7		40.9	50					重埴土
		福富干拓	30-40	7.2	11.2	17.2	4.7	24.3		39.8	48					重埴土
細粒灰色低地 土(水田, 干陸 後約800年)	自然干陸地域 (貝塚線以南)	川副町南里 (佐賀県農 業試験場)	0-12 (Ap) 20-65 (B2)	5.71 6.55	13.6 14.4	4.7 12.2	0.5 0.4	0.5 1.1	0.8 0.4	26.6 30.7	18 16	401 507	295 405	478 432	227 162	シルト 質埴土 軽埴土
		三日月町	0-13 13-30 30-65	5.5 6.5 7.0	7.0 7.0 6.7	2.2 4.2 5.0	0.2 0.1 0.1	0.2 0.2 0.2		19.8 16.1 16.3	33 10 9					埴埴土 埴埴土 埴埴土
礫質灰色低地 土(水田)	細文中期海岸 線以北地域	大和町	0-15	6.4	10.0	3.0	0.4			12.3	37					埴土
			15-33	7.3	5.0	2.3	0.3		7.9	7						砂埴土
			33-47	6.6	10.5	4.2	0.3		20.2	48						砂埴土

浅海底堆積物と細粒灰色低地土(水田, 干陸後約800年)のデータは江頭・中山⁷⁾から引用し, それ以外の土壌については佐賀県農業試験場土壌保全研究室の分析データを引用した。いずれも許可を得て掲載する。

pH: 風乾土10gに水25mlをいれ, 攪拌してpHメータで測る。酢酸アンモニウム抽出性イオン: 陽イオンは原子吸光度計あるいは炎光光度計により, 塩素はイオンメータを用いて定量する。陽イオン交換容量: pH7.0, 80%エタノール洗浄法; 飽和陽イオンにはカルシウムあるいはアンモニウムを用い, カルシウムは原子吸光度計で, アンモニウムは蒸留法により定量する。有機物含量: 有機態炭素(チューリン法)あるいは全炭素(CNアナライザー)による乾式法)を測定し, それに1.724を乗じて求める。粒径組成・土性: 粒径区分と土性の表示は国際土壌学会法に準じる。

めに高く、粘土含量に対応して、東部の川副町、東与賀町で25~35cmol(+)/kg、西部の福富町、白石町、有明干拓では30~40 cmol(+)/kg と報告されている⁴⁾。

干拓地域および自然干陸地域の土壌の化学的性質は、地域間の差よりも干陸後の経過年数の差異により強く支配される。土壌の反応は、佐賀平坦地域、白石平坦地域とも、干陸当初は中性ないし微アルカリ性を示し、水田としての耕作回数が進むにつれて微酸性ないし弱酸性になる⁴⁾。黄鉄鉱(パイライト)が含まれていれば、干陸後の酸化反応によって硫酸が生成し、いわゆる酸性硫酸塩土壌が発現する。土壌は強酸性を示し、極端な場合にはpHが3.0以下にまで下がることもある⁶⁾。

土壌の塩分含量は干陸後減少する。有明干拓の例では、干陸当初の10~20g/kg から水田化後約10年で、作土層の塩分含量が1g/kg以下に減少した⁴⁾。交換性陽イオン組成については、干陸直後の土壌ではマグネシウムが最も多い。交換性マグネシウムは耕作年数とともに減少し、代わって交換性カルシウムが最も多くなる。土壌の有機物含量の変化は作土層への有機物供給によって影響され、古賀⁵⁾によれば、Ap層では耕作年数とともに漸増し、B層では漸減した。

2. 土壌の化学的性質

2-1. 化学的性質

表一2に、有明海浅海底堆積物と佐賀平野土壌の主な化学的性質の測定結果を例示する。佐賀平野の土壌は多くが水田として利用されており、土壌の化学的性質には、母材の特徴とともに水田耕作の影響が現れる。表2の測定例に基づいて、佐賀平野に分布する土壌とその母材である有明海浅海底堆積物の化学的性質を記述する。

i) 有明海浅海底堆積物

堆積物のpHは7.45であった。この値は

海底堆積物にみられるpH範囲にあり、共存する炭酸カルシウムに支配されていると考えられる。酢酸アンモニウムによって抽出される陽イオンは交換態と水溶態の両方を含む。塩素イオンは水溶態で、間隙水中の塩化物起源である。陽イオンのうちカルシウム、マグネシウム、カリウムは専ら交換態であり(総称して交換性塩基とよぶ)、粘土表面に吸着されている。交換性塩基のなかではマグネシウムの割合が最も高い。このことは、海水中のマグネシウムイオン(5.2cmol/kg)の濃度がカルシウムイオン(1.0cmol/kg)およびカリウムイオン(1.0cmol/kg)の濃度よりも高いことに起因する。ナトリウムイオンは、その量が塩素イオンの量に近く、大部分が塩化ナトリウム由来で、水溶態であると予想される。ナトリウムと塩素イオンの値から間隙水中の塩化ナトリウムの濃度を計算すると、ほぼ13.5g/kg計算され、海水中の濃度の約半分であった。陽イオン交換容量は39.4cmol(+)/kgと高く、高い粘土含量とスメクタイトを主とする粘土鉱物組成に基づく。有機物含量は45g/kgと測定された。同じ堆積物の2m以下の深さでは有機物含量は25g/kg以下であり⁸⁾、45g/kgの値は、陸上からの流れ込みによる有機物の供給と海底ではその分解があまり進まないことを示唆する。

堆積物の粒径組成は、採取地が有明海湾奥部の白石平坦地域であることを反映して、粘土、シルト、砂含量がそれぞれ542, 353, 45g/kgであり、極めて細粒質で、土性は重埴土であった。液性限界は127%、塑性限界は49%と測定されている⁹⁾。含水比は1700g/kgであり、液性限界以上にあった。

ii) 細粒強グライ土(新期干拓地域)

表層の脱水・乾燥、酸化、溶脱が進み、干陸後約10年でグライ層は30cmの深さにまで低下している。細粒強グライ土のpHは表層0~30cmで7.0、30~40cmのグライ

層で7.2であり、わずかであるが低下の傾向にあった。交換性塩基組成にも変化がみられた。交換性カルシウム、マグネシウムおよびカリウムの合計量は、細粒強グライ土と浅海底堆積物の間でほぼ同じであったが、細粒強グライ土では交換性マグネシウムの量が相対的に低下して、逆にカルシウムの量が増大した。水溶性ナトリウム含量の減少も認められた。干陸後の降雨による溶脱条件下、pHと塩化ナトリウム濃度が低下し、交換性塩基組成が変化して、特にグライ層より上位の層で顕著であると予想される。

細粒強グライ土の陽イオン交換容量は40 cmol(+)/kgであり、深さによる違いはみられず、また浅海底堆積物の値と同じ大きさであった。土壌の陽イオン交換容量は、基本的には粘土含量と粘土鉱物組成に支配される。したがってこのことは、細粒強グライ土と浅海底堆積物がともに白石平坦地域にあって、両者で粘土含量と粘土鉱物組成にほとんど差がないことに対応し、さらに細粒強グライ土で粘土の表層から下層への移動や粘土鉱物組成の変化がまだ起こっていないことをうかがわせる。浅海底堆積物中の有機物は干陸後の酸化的環境では比較的速やかに分解することが予想されるが、有機物含量の減少はまだ認められなかった。

iii) 細粒灰色低地土（自然干陸地域、貝塚線以南）

佐賀平坦地域の干拓地域および自然干陸地域（貝塚線以南）の代表的な水田土壌である。pHは表層0~12cmのAp層（作土層）で5.71、20~65cmの深さのB2層で6.55であった。Ap層のpHは、水稻栽培に伴う長年の湛水—落水の繰り返しで、落水期には5台にまで低下する。湛水後は6.5~7.0前後に上昇する。Ap層の交換性塩基はカルシウムが最も多く、次いでマグネシウムであり、このふたつで大部分を占

め、カリウムとナトリウムはわずかである。B2層では交換性マグネシウムの割合が相対的に高く、まだ母材の影響が多少とも残っている。酢酸アンモニウムで抽出される塩素イオンの量は両層位とも低く、水溶性塩化物はあってもわずかである。

細粒灰色低地土の陽イオン交換容量はAp層で26.6cmol(+)/kg、B2層で30.7 cmol(+)/kgであった。Ap層の陽イオン交換容量が下層に比べて低いのは、特に佐賀平坦地域では一般に認められる傾向であり、ひとつは長年の水田耕作に伴って粘土が表層から下層へと移動し、Ap層の粘土含量が低くなることによると考えられている。もうひとつは、湛水と落水の繰り返しの結果、Ap層でのスメクタイトの緑泥石化が進行し、スメクタイト自身の陽イオン交換容量が低下することが考えられる。B2層の陽イオン交換容量が浅海底堆積物の値に比べて低いのは、粘土含量の違いに結びつけられる。

有機物含量はAp層で18g/kg、B2層で16g/kgであった。細粒灰色低地土水田の有機物含量として、これまで第1層（Ap層）で30~40g/kg、第2および第3層で10~20g/kgの大きさの値が報告されてきており⁴⁾、Ap層では30~40g/kgが有機物含量の一般的な値であると考えられる。Ap層の有機物含量は、水田耕作に伴う有機物の供給（水稻の収穫残さ・堆きゅう肥）と分解の長年にわたる結果であり、古賀⁵⁾は、Ap層の有機物含量は耕作年数とともに漸増し、B層では漸減することを認めている。同じく古賀⁵⁾によって、供給と分解が平衡に達したあとの有機物含量として、41~45 g/kgの値が白石平坦地域の細粒灰色低地土水田のAp層に対して推定されている。

細粒灰色低地土の粘土含量は、採取地が佐賀平坦地域であることを反映して、B2層でも405g/kgであり、白石平坦地域で採取した浅海底堆積物よりも低かった。Ap

層の粘土含量がB 2層の粘土含量よりも低いのは、水田の代かき等の作業によって粘土が分散し、浸透水によって下方へ移動したことの長年の結果と考えられる。B 2層の液性限界と塑性限界は、それぞれ75%、28%と測定されている⁹⁾。含水比は507g/kgであり、液性限界よりは低く、塑性領域にあった。

iv) 細粒灰色低地土（自然干陸地域、貝塚線以北）と礫質灰色低地土（縄文中期海岸線以北地域）

佐賀平坦地域の自然干陸地域のうち貝塚線以北の地域は河成沖積平野であり、背後の山地や丘陵からの流出物の影響を多少とも受けている。縄文中期海岸線以北の地域は河成沖積平野であり、一般には粗粒質の河成堆積物を母材とする。細粒灰色低地土（自然干陸地域、貝塚線以北）と礫質灰色低地土（縄文中期海岸線以北地域）は、細粒灰色低地土（自然干陸地域、貝塚線以南）とは多少とも母材を異にしており、そのような母材の違いが、表2にみられるように、やや粗い土性、やや小さい陽イオン交換容量に現れている。礫質灰色低地土では、15~33cmの深さの層は粗粒質で扇状地堆積物的傾向を示し、33~47cmの深さの層は黒ぼくを混じて、それより上位の層よりも高い有機物含量と陽イオン交換容量を示す。

細粒灰色低地土（自然干陸地域、貝塚線以北）と礫質灰色低地土（縄文中期海岸線以北地域）のAp層のpHの大きさ、交換性塩基組成、および有機物含量の大きさには、細粒灰色低地土（自然干陸地域、貝塚線以南）との間で本質的な差異は認められず、これら土壤での長年にわたる水田利用を反映している。

2-2. 硫化物の酸化

有明海の浅海底堆積物には、表2には示していないけれども、硫化物、特に黄鉄鉱（パイライト、 FeS_2 ）が含まれている。

Kannoら¹⁰⁾は、白石平坦地域の浅海底堆積物の硫黄化合物を分別定量し、硫酸塩態-S 1.02g/kg、硫化物態-S 0.58g/kg、他の硫黄化合物（専ら黄鉄鉱）態-S 8.17g/kgを得た。新期干拓地域の土壤のグライ層に対してもほぼ同じ大きさの値が測定された。川崎¹¹⁾は、佐賀平坦地域川副町大詫間に新設されたクリークの下部底質土の全硫黄含量を5.2~7.7g/kgと測定、その9割以上が可酸化性硫化物（主として黄鉄鉱）であり、過酸化水素処理後pHが3.3~3.5に下がったと述べている。古賀⁵⁾は、白石平坦地域の海底堆積物と土壤について、過酸化水素で酸化される硫化物の量を測定し、Sとして表して、海底堆積物5.00g/kg、有明干拓未耕地（干陸後1年）1.09~3.40g/kg、有明干拓水田（耕作年数1~5年）0.18~0.35g/kg、自然干陸地域水田（耕作年数300~500年）0.49~0.54g/kgの値を報告している。海底堆積物に含まれる可酸化性硫化物のかなりの部分が黄鉄鉱と考えられ、その量は干陸後の水田耕作を通して急速に低下している。

黄鉄鉱は淡しんちゅう黄色の鉱物であり（粉末では黒色）、内湾性の海底堆積物中で、有機物の供給、還元環境下、微生物の関与のもと、硫酸塩の還元と鉄との反応によって形成される。川崎¹¹⁾は、筑後川下流有明海沿岸一帯の新設クリーク底質土から分離した試料中に、黄鉄鉱を内包するケイ藻体を観察し、ケイ藻体内で微生物の作用により、 $\text{Fe} + 2\text{S} \rightarrow \text{FeS}_2$ あるいは $\text{FeS} + \text{S} \rightarrow \text{FeS}_2$ の反応によってまず非晶質の二硫化鉄が生成し、その後黄鉄鉱に結晶化したのではないかと推測している。

海底堆積物が干陸して酸化環境にさらされると、黄鉄鉱の酸化が起これ、硫酸が生成し、いわゆる酸性硫酸塩土壤が発現する： $\text{FeS}_2 + 15/4\text{O}_2 + 7/2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Fe}(\text{OH})_3 + 2\text{H}_2\text{SO}_4$ 。黄鉄鉱の酸化反応は専ら *Thiobacillus* や *Ferrobacillus* 属のバクテ

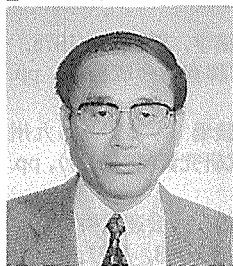
リアによって媒介されて進み、途中で形成される鉄ミョウバン石（ジャロサイト， $\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ ）は、酸性硫酸塩土壌に特徴的な淡黄色の斑紋を与える¹²⁾。酸性硫酸塩土壌は、日本では有明海干拓地のほか、中海や八郎潟干拓地などにもみられ、東南アジアを流れる大河のデルタには広大な面積が報告されている^{13,14)}：ベトナム Mekong delta 10000km²；タイ Bangkok Plain 8000km²；西マレーシア 1100km²；東マレーシア Sarawak 数千 km²；インドネシア Sumatora と Kalimantan 20000km²。

佐賀平野東部で昭和50年代の前半、圃場整備後の水田で、水稻や大豆の生育障害、甚だしい場合には枯死するという被害が出た⁶⁾。被害地の土壌はいずれも強酸性を呈し、圃場整備に伴うクリークの新設で深層の土壌が作土層に運び込まれた結果、含まれていた黄鉄鉱が酸化され、硫酸酸性になっていたことが判明した。クリークの掘削は幹線排水路で深さ3mにまで及び、千代田町のクリーク新設予定地での3mの深さまでの土壌断面調査では、1.0~2.1mの深さからグライ層が出現した。グライ層の湿潤土のpHは5.0以上で多くは6台であったが、過酸化水素処理後はそれが3.0以下に低下し（多くは2.5~2.0）、かつ5~12g/kgの硫酸塩態-Sが検出され、酸性硫酸塩土壌の発現が予見された。そのため、掘削土壌を旧クリークの埋立てに使用して作土層への混入を避ける工法が採られ、もし作土層へ混入してpHの低下がみられたならば、炭酸カルシウムを施用して酸度の矯正が図られた。酸性硫酸塩土壌は筑後川対岸の筑後平野圃場整備跡地でも発生し、硫酸酸性発現の判定基準として、過酸化水素処理後のpHが4.0以下、可酸化性硫化物2.0g S/kg以上が設定されている⁵⁾。

参考文献

- 1) 川口桂三郎編：水田土壌学，講談社，1978.
- 2) 佐賀県：地力保全基本調査総合成績書，pp. 170-180，1978.
- 3) 農林水産省九州農業試験場：写真でみる九州の土壌と農業（九州農試研究資料第59号），pp. 11-12，1980.
- 4) 1971年度日本土壌肥料学会大会運営委員会：九州の土壌と農業，pp. 93-103，1971.
- 5) 古賀汎：有明海周辺干拓地の水田土壌，第22回農業土木学会土壌物理研究部会シンポジウム資料（沖積粘土の物理性），pp. 49-72，1983.
- 6) 土壌調査研究会：あるいて見る九州の土壌，pp. 103-113，1982.
- 7) 江頭和彦・中山正登：乾燥および分散処理による有明海粘性土の水沈定容積の変化，日本土壌肥料学雑誌，Vol. 50，pp. 98-102，1979.
- 8) Ohtsubo, M., Takayama, M. and Egashira, K.: Relations of Consistency Limits and Activity to Some Physical and Chemical Properties of Ariake Marine Clays, Soils and Foundations, Vol. 23, pp. 38-46, 1983.
- 9) Ohtsubo, M., Egashira, K. and Takayama, M.: Properties of a Low-swelling Smectitic Marine Clay of Interest in Soil Engineering, Canadian Geotech. J., Vol.22, pp. 241-245, 1985.
- 10) Kanno, I., Honjo, Y., Arimura, S. and Tokudome, S.: Genesis and Characteristics of Rice Soils Developed on Polder Lands of the Shiroishi Area, Kyushu, Soil Science and Plant Nutrition, Vol. 10, pp. 1-19, 1964.
- 11) 川崎 弘：筑後川下流域水田地帯の新設クリークの底質土，九州農業試験場報告，Vol. 25，pp. 77-93，1988.
- 12) 久馬一剛：東南アジア低湿地の土壌—その1. マングローブ下の堆積物に由来する土壌—，東南アジア研究，Vol. 20，pp. 405-424，1982.
- 13) Bloomfield, C. and Coulter, J.K.: Genesis and Management of Acid Sulfate Soils, Advan. Agron., Vol. 25, pp. 265-326, 1973.
- 14) Kawaguchi, K. and Kyuma, K.: Paddy Soils in Tropical Asia, The University Press of Hawaii, pp. 189-194, 1977.

■ 著者略歴



江頭 和彦

(えがしら かずひこ)

- 1969年 九州大学大学院農学研究科修士課程修了
- 1992年 九州大学農学部教授
農学博士
専攻 土壌学・環境鉱物学

