

## 第3章 発達段階を異にする土壤の遊離炭酸塩含量および物理的・化学的性質

### 3-1 はじめに

本章では、まず喜界島と南大東島の離水年代を異にする段丘面に発達する土壤についてその遊離炭酸塩含量と物理的・化学的性質を明らかにすることを目的とした。小林ら（1968）によると、喜界島には琉球石灰岩に由来する強酸性から塩基性までの土壤が分布し、酸性反応を呈する土壤の多くは標高の高い地域に分布し、いずれの土壤も粘土含量は高く土性はその多くが HC であり、最高位面（百之台）には、酸性の赤色土壤（塩基飽和度 40～50%）が生成している。また、地力保全基本調査（鹿児島県農試、1971）によると、喜界島の隆起サンゴ礁段丘の土壤は、奄美大島に広く分布する木之香（きのこ）統に区分され、主に琉球石灰岩を母材とし、表土の厚さ 20～30cm 程度、腐植に乏しく重粘土であり、土色は 5～7.5YR の褐色ないし明褐色のものが多く、下層でマンガンの結核を含むのが特徴とされている。

一方、南大東島の土壤については、唯一、阿部・福士（1973）の研究があり、農耕地の土壤調査と分類を行ない、南区統、北区統、池沢統、中野統の 4 つの土壤統が区分されている。このうち南区統、北区統は土層が深く、B 層の土色の彩度が高く、塩基不飽和で強酸性を呈し、風化と溶脱がより進んだ土壤である。

しかしながら、いずれも農耕地を主な対象としており、本研究の目的とした地形面の推定年代に対応した土壤の物理性・化学性の研究は行われていない。また、遊離炭酸塩の消長は隆起サンゴ礁上の土壤発達に顕著に影響を与えるものであり、それらのことについて最初に述べることとする。

### 3-2 供試土壤および分析方法

供試土壤は、第2章で述べた喜界島の隆起サンゴ礁段丘の礁縁部から 6 地点、南大東島の幕上（はぐうえ）から 2 地点、合計 8 地点の発達段階を異にする土壤断面

(図 2-5 参照) より各層位ごとに採取した合計 33 点である。

#### 1) 遊離炭酸塩の定量

土壤養分分析法(土壤養分測定法委員会編, 1970)に従った。湿式燃焼法(小坂・本田・井磧法)により、全炭素および有機炭素含量をそれぞれ定量し、その差を無機炭素含量とし、炭酸カルシウムに換算した。また、比較・検討のため、滴定法(ISRIC, 1993)による炭酸カルシウム当量を定量した。

#### 2) 粒径分析(器械分析)

風乾細土(<2 mm) 10g に 30%過酸化水素水を加えて有機物を分解した後、超音波処理(10kHz, 150W; 10 分間)を行い、4%ヘキサメタリン酸ナトリウム溶液 25mL を加えた後、往復振とう機で 2 時間振とうし、ふるい分け法と沈定法を組み合わせて、砂(2~0.02 mm), シルト(0.02~0.002 mm), 粘土(<0.002 mm)をそれぞれ定量した。なお、土性の判定は国際法に従った。

#### 3) 仮比重および三相分布

土壤標準分析・測定法(土壤標準分析・測定法委員会, 1986)に従った。100mL 容(DIK-1800 型、内径 50 mm、高さ 51 mm)の採土円筒を用いて現地の土壤を採取し、実容積測定装置(DIK-100)により実容積を測定後、水分を測定し、三相分布および仮比重を求めた。ただし、試料は南大東島の赤色土(No.7)および黄色土(No.8)のみである。

#### 4) 透水性(飽和透水係数)

土壤標準分析・測定法(土壤標準分析・測定法委員会, 1986)に従い、変水位法を用いた。三相分布測定と同様の方法で得た土壤試料に脱気水を毛管飽和させ、土壤透水性測定装置(DIK-4050)を用いた。測定値は水の粘性を考慮し、15°Cにおける値に換算し、飽和透水係数とした。ただし、試料は南大東島の赤色土(No.7)および黄色土(No.8)のみである。

#### 5) 全炭素および全窒素

風乾細微土(<0.5mm)について CN コーダー(柳本 MT-500)を用いて測定

した。標準物質には馬尿酸を、助燃剤には酸化第二銅を用いた。

#### 6) pH

pH(H<sub>2</sub>O) : 風乾細土 (<2mm) 10g に蒸留水 25mL を加え、ガラス棒でよく攪はんした後、30分以上放置し、測定前にもう一度軽く攪はんし、上澄液の pH をガラス電極法により測定した。pH(KCl) : 1M KCl 溶液 25mL を用いて、pH(H<sub>2</sub>O)と同様、測定した。

#### 7) 交換酸度 (Y1)

風乾細土 (<2mm) 40g に 1M KCl 溶液 100mL を正確に加えて、1時間振とう後、ろ過して得られた浸出液 20mL を煮沸（脱炭酸）した後、0.1M NaOH 溶液で滴定し、この滴定値を 6.25 倍して浸出液 125mL 当たりの滴定値 (Y1) を求めた。

#### 8) 交換性アルミニウム

前述の 1M KCl 浸出液 20mL を煮沸（脱炭酸）した後、3.5%NaF 溶液 1.5mL を加え 0.1M NaOH 溶液で滴定し、この滴定値と Y1 の滴定値（浸出液 20mL 当たり）の差を交換性アルミニウム量とした。結果は乾土 1kg 当たりの cmol(+) で表した。

#### 9) 陽イオン交換容量 (CEC)

Schollenberger 法の 1M 酢酸アンモニウム浸透法を吉田によって 10 分の 1 の規模に縮小された方法により測定した（土壤標準分析・測定法委員会、1986）。10% KCl 溶液に置換浸出した NH<sub>4</sub><sup>+</sup> はセミミクロ蒸留法により定量した。結果は乾土 1kg 当たりの cmol(+), 粘土含量から算出した粘土 1kg 当たりの cmol(+) の 2 通りで表した。

#### 10) 交換性陽イオン

CEC の測定の際に 1M 酢酸アンモニウム溶液に溶出した陽イオンを原子吸光光度法により定量した。結果は乾土 1kg 当たりの cmol(+) で表した。

#### 11) 易還元性マンガン (Mnh)

土壤標準分析・測定法（土壤標準分析・測定法委員会、1986）に従った。風乾細土 10.0g に対し、0.2% ヒドロキノン含有中性 1M 酢酸アンモニウム溶液 50mL を

正確に加え、2時間ごとに数回振り混ぜて6時間以上放置した後、上澄み液をろ過(TOYO, No.5C)し、原子吸光光度法により定量した。

#### 12) ジチオナイト-クエン酸塩可溶マンガン (Mnd)

Blakemore et al. (1987) の方法に従った。22%クエン酸ナトリウム溶液とジチオナイトを用いて16時間振とう後、原子吸光光度法により定量した。

#### 13) 全マンガン (Mnt)

第四紀試料分析法(永塚, 1994)に従った。フッ化水素-硫・硝酸分解液を蒸留水で希釈して原子吸光光度法により定量した。

### 3-3 結果および考察

#### 3-3-1 遊離炭酸塩含量

ISRIC (International Soil Reference and Information Center) は、土壤試料中の遊離炭酸塩の定量に迅速滴定法、いわゆる、酸中和法を採用している。この方法では、試料に希塩酸を加え、残った酸をアルカリで滴定するが、カルサイトを選択的に溶解できず、他の炭酸塩(例えば、ドロマイド)もある程度溶解するので、得られた結果は、炭酸カルシウム当量として評価する(ISRIC, 1993)。一方、小坂・井磧法では、クロム酸・硫酸の酸化力によって湿式燃焼法で発生する炭酸ガスを重量法により定量する。試料が無機炭素すなわち炭酸塩を含む場合、Clark and Ogg (1942) の方法に従い、試料を第一鉄を含む希硫酸と煮沸して炭酸塩を除いた後有機炭素を定量する。無機炭素は、全炭素と有機炭素との差として得られ、無機炭素含量を炭酸カルシウム( $\text{CaCO}_3$ )に換算するため、やはり、炭酸カルシウム当量として評価する。したがって、ISRIC 滴定法 (ISRIC, 1993) と小坂・井磧法でも炭酸カルシウム( $\text{CaCO}_3$ )を選択的に定量できないため、遊離炭酸塩として考察することにした。

図3-1に示したように、遊離炭酸塩含量は、小坂・井磧法よりISRIC滴定法で過剰評価される傾向が認められた。これは、0.2M HClで炭酸塩を溶解する際、試料中のAlが溶出し、残存 $\text{H}^+$ を0.1M NaOHで滴定するとき、同時にAlもNaOHを消費し、滴定値が多くなるためと考えられ、得られた結果は炭酸塩を過剰評価している可能性が大きい。

そこで小坂・井磧法で定量した遊離炭酸塩含量について各断面における消長をみてみると（図3-2），初生レンジナ様土（No.1）のAh1およびAh2層が，それぞれ， $133.5$  および  $219.7\text{ g kg}^{-1}$ ，褐色レンジナ様土（No.3）のBw層が  $13.3\text{ g kg}^{-1}$ ，テラフスカ様土（No.4）のA, BC層が，それぞれ， $131.7$  および  $15.1\text{ g kg}^{-1}$  を示し，明らかに遊離炭酸塩の存在が認められた。しかし，その他の断面ではいずれも  $10\text{ g kg}^{-1}$  未満で，遊離炭酸塩は極少量含まれるかもしくは含まれないことがわかつた。また，断面中での遊離炭酸塩の分布には一定の傾向が認められなかった。したがって，初生レンジナ様土（No.1）からレンジナ様土（No.2）に発達段階が進む際に脱炭酸塩作用が進行し，遊離炭酸塩の大部分は溶解・溶脱することが明らかとなつた。なお，テラフスカ様土（No.4）のA層で高い値を示すのは，地表面にサンゴ石灰岩の礫が点在することによる局所的な影響と考えた（図3-2）。

なお，この脱炭酸塩作用の速度を概算すると，初生レンジナ様土（完新世段丘Ⅱ面 3,500~5,200年）からレンジナ様土（更新世段丘V面 36,000~45,000年）に至るまでの間で，土壤 1kg 当たり  $\text{CaCO}_3 4.8\text{ g}/1000\text{ 年}$  溶解・溶脱していくという値が得られ，その速度は，非常に速いことがわかつた。

### 3-3-2 物理的性質

粒径分析の結果を図3-3に示した。粘土含量は，初生レンジナ様土（No.1）のAh1層で30.9%，Ah2層で22.3%を示し，土性はそれぞれSCないしLiC, SCLであった。レンジナ様土（No.2）のAh1およびA3層で，それぞれ，41.6%および33.3%を示し，土性はLiCであったが，それ以外は極めて高く，土性はHCであつた。初生レンジナ様土（No.1），レンジナ様土（No.2），褐色レンジナ様土（No.3）の順に粘土含量が次第に増加する傾向が認められるが，テラフスカ様土（No.4）以降は，ほぼ一定であると判断した。粘土含量の土壤断面分布では，初生レンジナ様土（No.1）とレンジナ様土（No.2）を除くと下位層で粘土含量が増える傾向が認められた。これらのうち，テラフスカ様土（No.4）以降，すなわちテラロッサ様土（No.5），テラロッサ様土と赤黄色土の中間型（No.6），赤色土（No.7）および黄色土（No.8）の6断面においては，粘土含量の断面分布がA層よりも8%以上高い

粘土含量を有することおよびいずれの断面においても現場で粘土集積層（Bt 層）の構造面に粘土皮膜（clay cutan）が観察されていること（2-3-1 土壌断面記載参照）から“粘土の機械的移動（illimerization）”が生じていると判断できる。ここで“粘土の機械的移動”とは、微細な粘土粒子（遊離酸化鉄を含む）が強度の物理化学的变化や分解を受けずに、そのまま土壌断面上部の層位から下部の層位へ機械的に移動・集積する過程である。この過程は、粘土粒子の分散、移動集積、沈積という 3 つの部分的過程より成り立っている。粘土粒子の分散は、 $\text{Ca}^{2+}$  や  $\text{Al}^{3+}$  のような凝集性イオンが希薄な濃度で存在する場合に限られ、粘土の機械的移動は、表層の pH が 6.5 から 5.5 の間の値を保っているような場合に最も強度に進行する（大羽・永塚、1988）。したがって、サンゴ石灰岩を母材とした喜界島と南大東島の土壌の場合、脱炭酸塩作用と塩基溶脱作用が前提となる。この条件下で“粘土の機械的移動”が作用すると、A 層における粘土含量の減少と B 層における粘土含量の増大が認められ、その粘土集積層（Bt 層）では構造単位の表面に薄い粘土皮膜（clay cutan）が形成される。なお、厳密には、粘土集積層（Bt 層）とみなされるかどうかは、土壌薄片を作成し、偏光顕微鏡下で観察し、配向粘土が 1% 以上見られる必要がある（Soil Survey Staff, 1994）。一方、砂含量については、初生レンジナ様土（No.1）で 52.4～61.6% と高く、レンジナ様土（No.2）で 25.1～31.4%，喜界島のその他の土壌では約 10% を示した。南大東島の土壌の砂含量は極めて低く、10% に達しないもののが多かった。

仮比重および三相分布の結果は、図 3-4 に示した。南大東島の赤色土（No.7）の A 層および BA 層の仮比重は、それぞれ、0.91 および 1.16 であるが、Bt 層で 1.3 前後になることより、下層土の充てんが密であることを示している。黄色土（No.8）の仮比重も赤色土（No.7）と同様、表層で 1.1～1.2 程度、Bt 層で 1.3 前後になり、下層土の充てんが密である。固相率は両断面において 40% 前後であるが、気相率は下層に向かって減少しており、赤色土（No.7）および黄色土（No.8）の Bt 層で 10% 前後、Bt 層でいずれも通気性、透水性の不良なことを示している。全孔隙率は 50～65% となり、断面間で顕著な差は認められなかった。飽和透水係数は、赤色土（No.7）と黄色土（No.8）で有為な差が認められた。赤色土（No.7）では、0～60cm

まで  $10^{-3}$ cm/s, 85~115cm まで  $10^{-4} \sim 10^{-5}$ cm/s を示し, 透水性の低下が徐々に認められた。一方, 黄色土 (No.8) では, 0~18cm まで  $10^{-3} \sim 10^{-2}$ cm/s, 25~100cm まで  $10^{-4} \sim 10^{-6}$ cm/s を示した。黄色土 (No.8) の飽和透水係数は, 25cm 以深で既に  $10^{-4}$ cm/s を示し, 70~75cm で  $10^{-6}$  (最低値) を示すことから, 赤色土 (No.7) と比較すると Bt 層で急激な透水性の低下が認められた。

ところで一般に同一地形面上では排水の良いところに赤色土が, 排水不良のところに黄色土が分布する傾向があると考えられている (菅野, 1961)。南大東島の赤色土 (No.7) と黄色土 (No.8) と比較した場合, 赤色土 (No.7) の方が黄色土 (No.8) よりも全層位にわたって仮比重がやや低く, かつ, 全孔隙率がやや高くなっている。赤色土 (No.7) と黄色土 (No.8) の成因的な相違は, その透水性の相違も一因と考えられ, 南大東島の幕上 (はぐうえ) で赤色土と黄色土の混在は, 内部排水の良否によってその分布様式が決定されているのかも知れない。

### 3-3-3 化学的性質

各断面について土壤断面スケッチとともに, 小坂・井磧法による有機炭素含量, pH(H<sub>2</sub>O), pH(KCl), 陽イオン交換容量(CEC), 1M 醋酸アンモニウム溶液に交換および溶出した陽イオンおよびCEC と密接な関係にある粘土含量 (3-3-2) も並べて図 3-5~図 3-7 に示した。なお, 塩基飽和度は, 水素イオンやアルミニウムイオン以外の交換性陽イオンが陽イオン交換複合体に占める割合であり, この値が 100% を越えることはあり得ないが, 1M 醋酸アンモニウム溶液に抽出される交換性および遊離炭酸塩の溶解に基づくと考えられる溶出陽イオンの総量を CEC で除し, 100 倍した値をみかけの塩基飽和度とし, 100% を越えてそのまま表示した。

初生レンジナ様土 (No.1) の有機炭素含量は, 非常に高く (129.4~83.7g kg<sup>-1</sup>), pH(H<sub>2</sub>O) は 7.9 の微アルカリ性を呈し, 1M 醋酸アンモニウム溶液に抽出される交換性および遊離炭酸塩の溶解に基づくと考えられる溶出陽イオンの総量は, CEC をはるかに上回り, その大部分は Ca<sup>2+</sup> で占められている。吸着複合体は塩基で飽和され, 塩酸で激しく発泡することから, 前述のように遊離炭酸塩 (133.5~219.7g kg<sup>-1</sup>) を多量に含んでいる。粘土含量は 22~31% で SC~LiC, SCL を示し, 砂を 52~62% 含んでいる (図 3-5)。

レンジナ様土（No.2）は、有機炭素含量が33~20g kg<sup>-1</sup>、pH(H<sub>2</sub>O)は7.5前後の微アルカリ性を呈し、初生レンジナ様土（No.1）と同様、1M酢酸アンモニウム溶液に抽出される交換性および遊離炭酸塩の溶解に基づくと考えられる溶出陽イオンの総量は、CECをはるかに上回り、その大部分はCa<sup>2+</sup>で占められている。吸着複合体は塩基で飽和されているが、遊離炭酸塩は7.1~1.7g kg<sup>-1</sup>で極めて少なかった。粘土含量は、初生レンジナ様土（No.1）に比べて多くなり、33~54%でLiC~HCを示したが、なお砂を25~31%含んでいる（図3-5）。

褐色レンジナ様土（No.3）の有機炭素含量、土壤の反応、塩基状況はいずれもレンジナ様土（No.2）に相似しているが、粘土含量は66~80%に増加し、下層に向かって増加する傾向を示したが、Bw層のペッド表面には粘土皮膜が認められなかった（図3-5）。

テラフスカ様土（No.4）のA層の有機炭素含量は約50g kg<sup>-1</sup>、Bt1層以下では19~14 g kg<sup>-1</sup>に減少している。A層とBC層のpH(H<sub>2</sub>O)は8で弱アルカリ性を呈し、みかけの塩基飽和度は100%を越し、塩酸で発泡するが、中間のBt層ではpH(H<sub>2</sub>O)は7を示し、塩基飽和度は100%前後で、塩酸による発泡は認められなかった。A層とBC層の遊離炭酸塩はそれぞれ131.7、15.1g kg<sup>-1</sup>、Bt層では定量限界値となり、遊離炭酸塩は溶解・溶脱により消失していた。粘土含量は褐色レンジナ様土（No.3）の場合と同様の値を示すが、CECの値は25~35cmol(+)kg<sup>-1</sup>と褐色レンジナ様土（No.3）の約2倍を示した。これは褐色レンジナ様土（No.3）ではNH<sub>4</sub><sup>+</sup>の固定によって、CECの測定値が低くなっているためと考えた（図3-5）。

テラロッサ様土（No.5）のA層の有機炭素含量は約50g kg<sup>-1</sup>、Bt2層以下では約10g kg<sup>-1</sup>に減少し、BC2層で再び増えている。Bt層のpH(H<sub>2</sub>O)は5.5~5.7の酸性を示し、塩基飽和度は80~90%で、わずかに塩基未飽和になっている。粘土含量の断面分布は、Bt1層からBt2層にかけて明らかな極大値が認められ、粘土の機械的移動を明らかに示している（図3-6）。

喜界島の最高位面に分布する土壤（No.6）は、断面形態的には赤黄色土とみなせるが、A層の有機炭素含量は45g kg<sup>-1</sup>、AB層で26 g kg<sup>-1</sup>と赤黄色土より高い値を示し、Bt1層以下では10g kg<sup>-1</sup>未満に減少した。A層およびAB層で通常の赤黄色

土 ( $20\sim30\text{g kg}^{-1}$ ) より高い有機炭素含量を示すのは、ススキなどの植物が密生しており、この豊富な植物残渣の土壤への供給によるものである。pH(H<sub>2</sub>O)も A 層と AB 層で中性に近い値を示している。Bt 層の pH(H<sub>2</sub>O)は 5.4~5.6 の弱酸性を示したが、塩基飽和度は 66~80% で、赤黄色土より高い値を維持している。百之台の赤色土壤に関する小林ら (1968) の研究においても塩基飽和度が 40~50% と赤黄色土より高い値が報告されている。一方、粘土含量の断面分布は Bt1 層で明瞭な極大値が認められ、粘土の機械的移動を明らかに示している (図 3-6)。以上の点から、本土壤はテラロッサ様土と赤黄色土の中間型とみなすことができる。

南大東島の赤色土 (No.7) は、有機炭素含量が A 層で  $40\text{g kg}^{-1}$ 、Bt 層以下では  $10\text{g kg}^{-1}$  となり、下層に向かうほど減少した。Bt 層の pH(H<sub>2</sub>O)は 4.3~6.2 の酸性ないし微酸性を呈し、1M 酢酸アンモニウム溶液に交換および溶出した陽イオンの総量は、Bt2 層を除いて CEC を上回っていた。粘土含量の断面分布は A 層で 64%、Bt1 層で 89% となり、下層に向かうほど増加し、粘土の機械的移動を明らかに示している (図 3-7)。

南大東島の黄色土 (No.8) は、Bt 層の pH(H<sub>2</sub>O)が 4.6~4.7 の酸性を呈し、塩基飽和度は 50% を下回っており、塩基の溶脱が進んでいる点で赤色土 (No.7) と異なる。粘土含量の断面分布は A 層で 74%、Bt1 層で 89% となり、赤色土 (No.7) と同様、下層に向かうほど増加し、粘土の機械的移動を明らかに示している (図 3-7)。

以上、各断面ごとに述べてきたマンガンを除く土壤の化学的性質について土壤の発達段階とともにその変化について項目ごとにまとめると、以下のようになる。

#### ① 全炭素、全窒素および C/N 比

全炭素量は、初生レンジナ様土 (No.1) で非常に高く、レンジナ様土 (No.2) 以降、土壤の発達段階に対応した一定の傾向は認められなかった。初生レンジナ様土 (No.1) の全炭素量が非常に高い理由として、多量に存在する CaCO<sub>3</sub> が有機物を被覆し、微生物による腐植の分解を妨げていると考えた。土壤断面内では、全炭素量は第 1 層で高く、第 2 層以下で急減した。第 1 層の高い全炭素量は、ススキなどの植物が密生しており、この豊富な植物残渣の土壤への供給によるものである (図 3-8)。全窒素量も全炭素量と同様の変化を示した。C/N 比は、第 1 層で 10~15、

第2層で5~10に低下し、下層で窒素が炭素に比べて相対的に富化していることを示している。

### ② pH(H<sub>2</sub>O), pH(KCl)および△pH

pH(H<sub>2</sub>O)は、初生レンジナ様土（No.1）で7.9の微アルカリ性、レンジナ様土（No.2）、褐色レンジナ様土（No.3）、テラフスカ様土（No.4）では7.0以上の値でほぼ等しく、微アルカリ性を呈した。テラロッサ様土（No.5）、テラロッサ様土と赤黄色土の中間型（No.6）では低下して、テラロッサ様土（No.5）のBC2層を除くと、7.0以下の値となり、特にBt層では5.7以下の弱酸性を呈した。南大東島の赤色土（No.7）では、A層で7.6の微アルカリ性、Bt2層で4.3の酸性、Bt3層で再び6.2の微酸性を呈し、層位ごとに著しく変化を示した。南大東島の黄色土（No.8）ではA層で6.5の微酸性、Bt1層で急激に低下し4.7となり、最下層まで4.6の酸性を呈し、赤色土（No.7）よりも土壤の反応は酸性であるといえる。喜界島、南大東島の土壤を時系列的にみると、土壤の発達段階に伴い、土壤のpHは低下している（図3-9）。

pH(KCl)は、各断面ごとにpH(H<sub>2</sub>O)と同様の傾向を示した。すなわち、土壤の発達段階に伴い、低下していく傾向が認められた（図3-9）。一般にpH(KCl)は、pH(H<sub>2</sub>O)よりも0.5~1.0程度低い値を示す。これは交換性のAl<sup>3+</sup>およびH<sup>+</sup>が交換・浸出されるためである（土壤環境分析法編集委員会編、1997）。pH(H<sub>2</sub>O)とpH(KCl)との差、つまり、△pHは、喜界島の土壤のBt層で大きくなり、テラロッサ様土（No.5）やテラロッサ様土と赤黄色土の中間型（No.6）のBt層では、1.2~1.7を示した。南大東島の赤色土（No.7）では小さく0.3~0.7、黄色土（No.8）は0.7~1.1を示した。

### ③ 交換酸度（Y1）と交換性アルミニウム

交換酸度（Y1）はテラロッサ様土（No.5）とテラロッサ様土と赤黄色土の中間型（No.6）のBt層で5以上の層があるが、他は1以下あるいは定量限界以下であった。南大東島の赤色土（No.7）のBt2層および黄色土（No.8）のBt1層以下で高い値（14~19）を示した。

交換性アルミニウムもY1の値に対応していた。テラロッサ様土（No.5）、テラ

ロッサ様土と赤黄色土の中間型（No.6），南大東島の赤色土（No.7）および黄色土（No.8）のBt層でpH(H<sub>2</sub>O)の値がそれぞれ5.0以下の酸性を呈するのは，この交換性アルミニウムに由来すると考えられる（図3-10）。

#### ④ 陽イオン交換容量（CEC）と交換性陽イオン（Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>）

陽イオン交換容量（CEC）は，初生レンジナ様土（No.1）で比較的高いが，喜界島の土壤では発達段階に対応した一定の傾向は認められなかった。しかし，南大東島の土壤では，明らかに低下しており，喜界島の土壤と南大東島の土壤では粘土鉱物組成に違いがあることが推定できる。土壤断面内では，CECは第1層で高く，第2層以下で急減し，最下位層で増加した。いずれの断面においてもCECが表層で高い値を示すのは，その大部分が有機物に由来し，Bt層では全炭素量は低いため，CECの大部分は粘土鉱物に由来すると考えられる。したがって，喜界島と南大東島の土壤，とくにBt層の粘土鉱物組成は，明らかに違いがあることが予想できる（図3-8）。

1M酢酸アンモニウム溶液に抽出される交換性および遊離炭酸塩の溶解に基づくと考えられる溶出陽イオンはCa<sup>2+</sup>とMg<sup>2+</sup>がその大部分を占め，K<sup>+</sup>とNa<sup>+</sup>は少ない。1M酢酸アンモニウム可溶のCa<sup>2+</sup>は，土壤の発達段階とともに減少しており（図3-11），初生レンジナ様土（No.1）で最も高く（52.7～63.9cmol(+)），レンジナ様土（No.2），褐色レンジナ様土（No.3），テラフスカ様土（No.4）まで20cmol(+)以上で比較的高い値が続き，テラロッサ様土（No.5），テラロッサ様土と赤黄色土の中間型（No.6），南大東島の赤色土（No.7）および黄色土（No.8）のBt層では15cmol(+)未満となり，土壤の発達段階とともに溶脱していく傾向（塩基溶脱作用）が明らかに認められた。大村・太田（1992）によると，新大東石灰岩の大部分が苦灰岩化しており，黄色土（No.8）でCa<sup>2+</sup>よりMg<sup>2+</sup>の方を多く含むのは，石灰岩中のCaCO<sub>3</sub>が苦灰石 CaMg(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>によって置換される現象（苦灰石化作用）に起因するものと考えられる。Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>には，土壤の発達段階との関係は明らかではなかった。ただし，南大東島の赤色土（No.7）はNa<sup>+</sup>をかなり多く含んでいた。これは，試料採取地点が海に近いため，海塩の影響が少なからずあるものと考えられる。

土壤断面内では、 $\text{Ca}^{2+}$ は Bt 層で低下し、より下層で再び増加したが、 $\text{Mg}^{2+}$ は南大東島の赤色土（No.7）の Bt3g 層を除けば、下層で低下あるいはほぼ一定となつた。 $\text{K}^+$ が表層で高く、下層で低下するのに対し、 $\text{Na}^+$ は下層で増加あるいは、全断面内ではほぼ一定の値を示した。これは  $\text{K}^+$ が植物により表層へ還元される生物学的小循環を受けるのに対して、 $\text{Na}^+$ は生物学的小循環を受けることなく下層に溶脱されることによると考えた（図 3-12）。

##### ⑤ 塩基飽和度

塩基飽和度は、喜界島では土壤の発達段階に伴い、塩基溶脱作用によって、その低下が明らかとなった。しかし、南大東島の赤色土（No.7）および黄色土（No.8）の一部の層位では、なお 100%以上を示し、サンゴ石灰岩が局的に含まれるため、塩基飽和度もやや高くなる傾向にあると考えられる。

南大東島の土壤に関しては、阿部・福士ら（1974）の塩基飽和度が 20~50%という結果と大きく異なった。この違いとして考えられることは、農耕地土壤と未耕地土壤、つまり、前者はサトウキビという収穫物によって土壤中の可溶性塩類が系外に持ち去られるのに対して、後者は植物により塩基が表層へ還元される生物学的小循環による。また、大規模な基盤整備により農耕地から取り除かれた石灰岩が南大東島の至る所に放置されていることも影響していると考えられる。南大東島の土壤は 10% 塩酸による炭酸塩テストで発泡は認められなかったが、南大東島の赤色土（No.7）や黄色土（No.8）の断面中に  $\text{Ca}^{2+}$ が活性炭酸塩（粘土やシルトに含まれる  $\text{CaCO}_3$  フラクションにほぼ相当する）として存在する可能性も考えられる。なお、図 3-13 に示すように、塩基飽和度と pH(KCl) は密接な関係にあった。赤色土（No.7）は他の断面と異なり、塩基飽和度は高いが、pH(KCl) は低くなっている。

#### 3-3-4 マンガンの形態別存在量

表 3-1 にマンガンの形態別存在量を各土壤断面の層位試料ごとに示した。

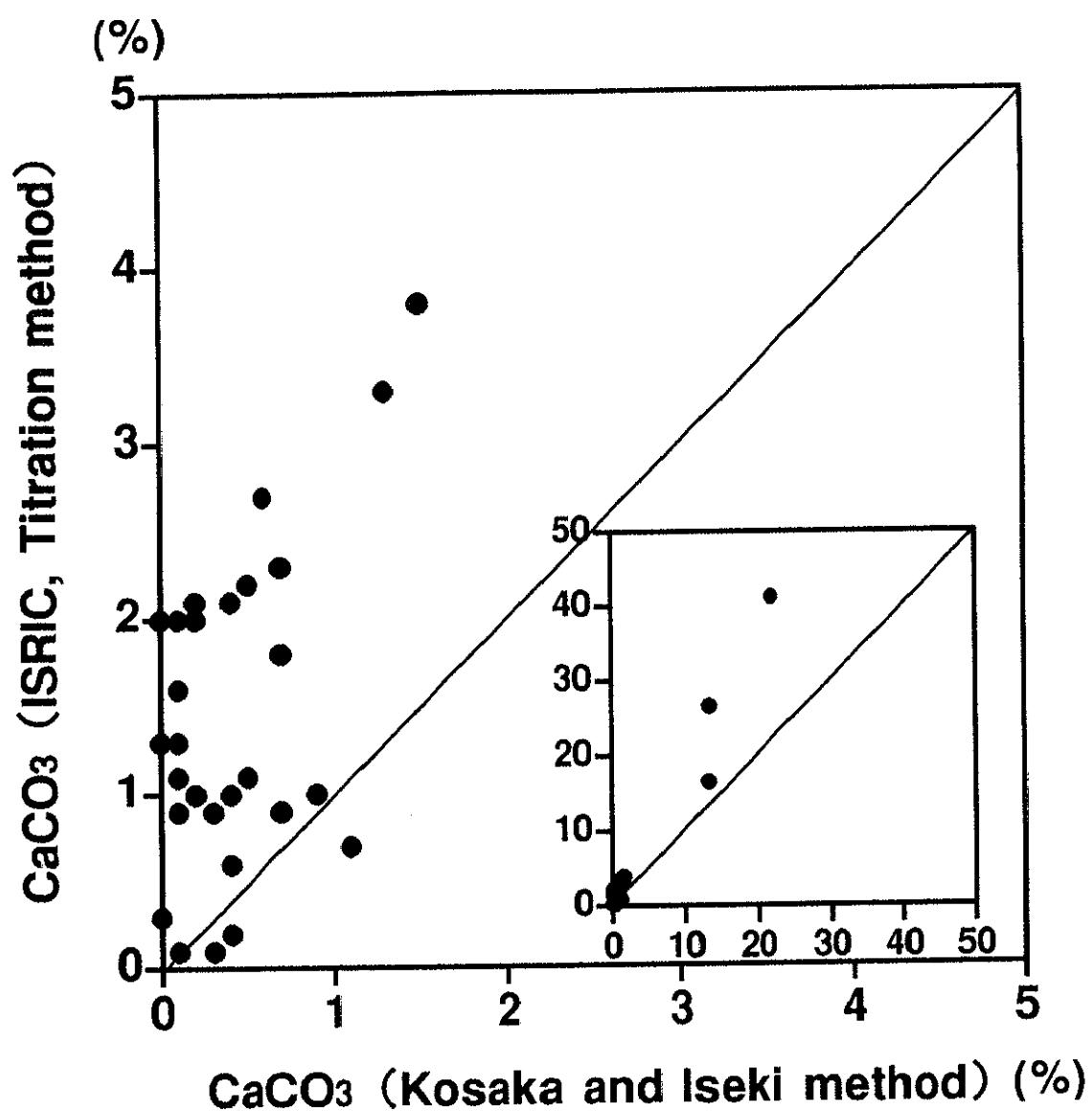
易還元性マンガン ( $\text{Mnh}$ ) は、いずれも表層で高い。初生レンジナ様土（No.1）～テラフスカ様土（No.4）では、断面内で一様に分布している。テラロッサ様土（No.5）以降、断面内で偏在している。 $\text{Mnh}$  は、いずれも表層で高く、有機物（腐植）とのキレート結合を示唆している。 $\text{Mnh}$  が初生レンジナ様土（No.1）、レン

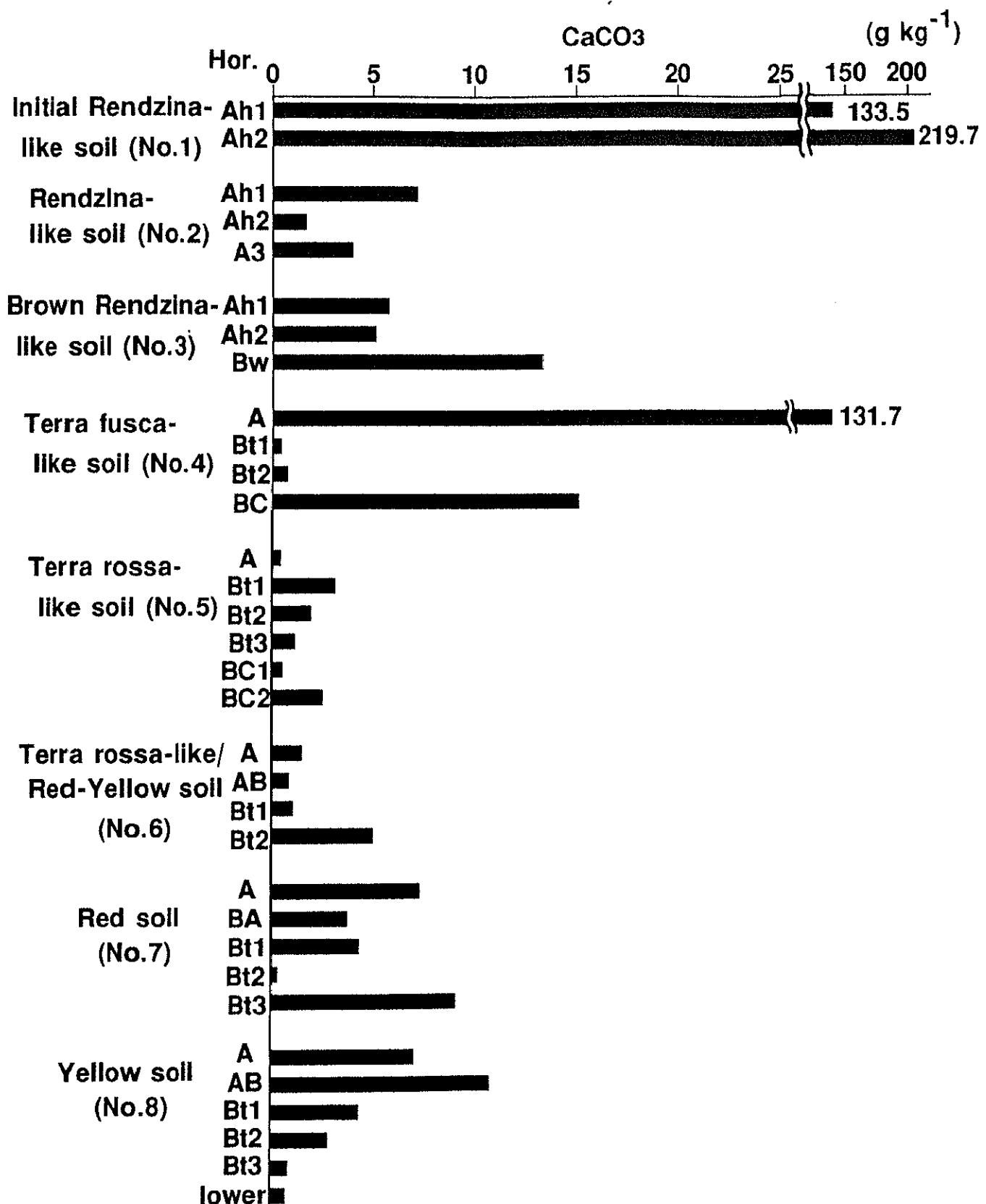
ジナ様土（No.2），褐色レンジナ様土（No.3）およびテラフスカ様土（No.4）で断面内で一様に分布しているのは，土壤 pH が弱アルカリ性のため，マンガン酸化物が安定に存在しているためである。テラロッサ様土（No.5）からテラロッサ様土と赤黄色土の中間型（No.6），赤色土（No.7）および黄色土（No.8）の断面内で偏在しているのは，土壤 pH の低下に伴い，マンガンが還元がされ，可動化しやすくなつたためであると考えられる。

ジチオナイトークエン酸塩可溶マンガン（Mnd）は，Mnh と同様な傾向が認められた。Mnd は，現場の断面観察で点状および膜状マンガン斑が観察された層位が高い。ジチオナイト可溶鉄（Fed）と Mnd との間に相関関係は認められないが全マンガン中の大部分がジチオナイトークエン酸塩溶液に可溶（Mnd/Mnt=0.46～0.95）である。これは遊離鉄がマンガンを被覆し，ヒドロキノンによる還元ではマンガンが溶解しないためと考えられる。

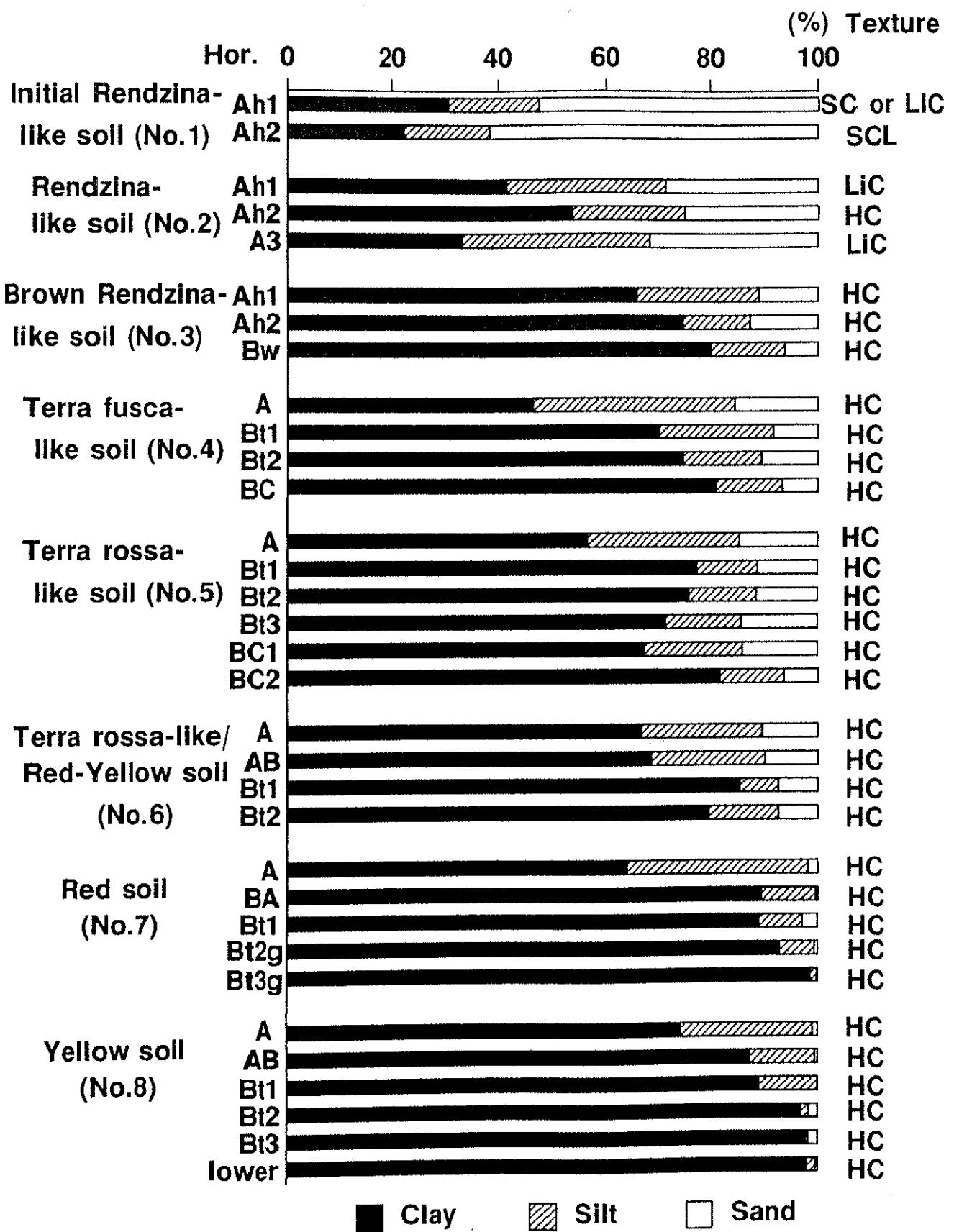
全マンガン（Mnt）は，喜界島（0.05～0.17%），南大東島（赤色土 0.05～0.65%，黄色土 0.02～0.20%）を示した。段丘面の年代と Mnt との関係は見出されない。一般理化学性，遊離鉄含量，粘土鉱物組成はほぼ同じ傾向を示してきた南大東島の赤色土と黄色土で明らかな相異が認められ，南大東島の赤色土が暗色を示す原因の一つとして多量のマンガンが含まれることが挙げられる。

喜界島の隆起サンゴ礁上段丘上に生成しているテラフスカ様土（No.4），テラロッサ様土（No.5）およびテラロッサと赤黄色土の中間型（No.6）には，点状マンガン斑が観察された。一方，南大東島の場合，赤色土（No.7）では多量の点状および膜状マンガン斑が確認されているものの，黄色土（No.8）ではマンガン斑は観察できなかった。Nagatsuka et al. (1983) は，隆起サンゴ礁段丘上の土壤中のマンガンは溶脱を受けにくいため，土壤生成年代の経過とともに富化していく傾向があると報告している。喜界島や南大東島においては，黄色土（No.8）を除けば，そのような傾向が認められた。また，南大東島の赤色土にマンガンが多く，黄色土にマンガンが少ないので，物理的性質（3-3-2）で述べたように局部的な内部排水の良否に起因して，マンガンが前者は酸化集積し，後者は還元溶脱したためと判断した。

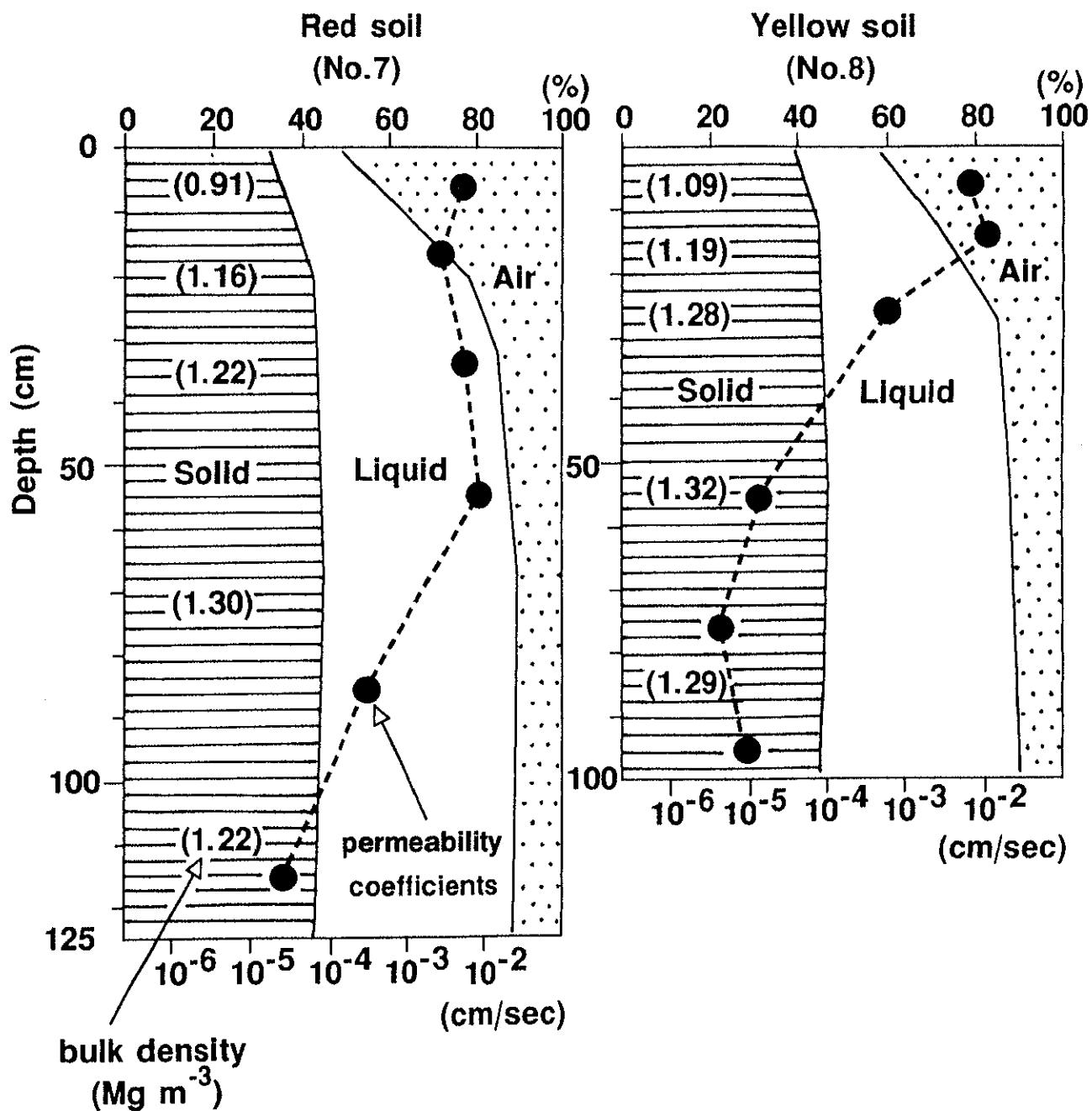




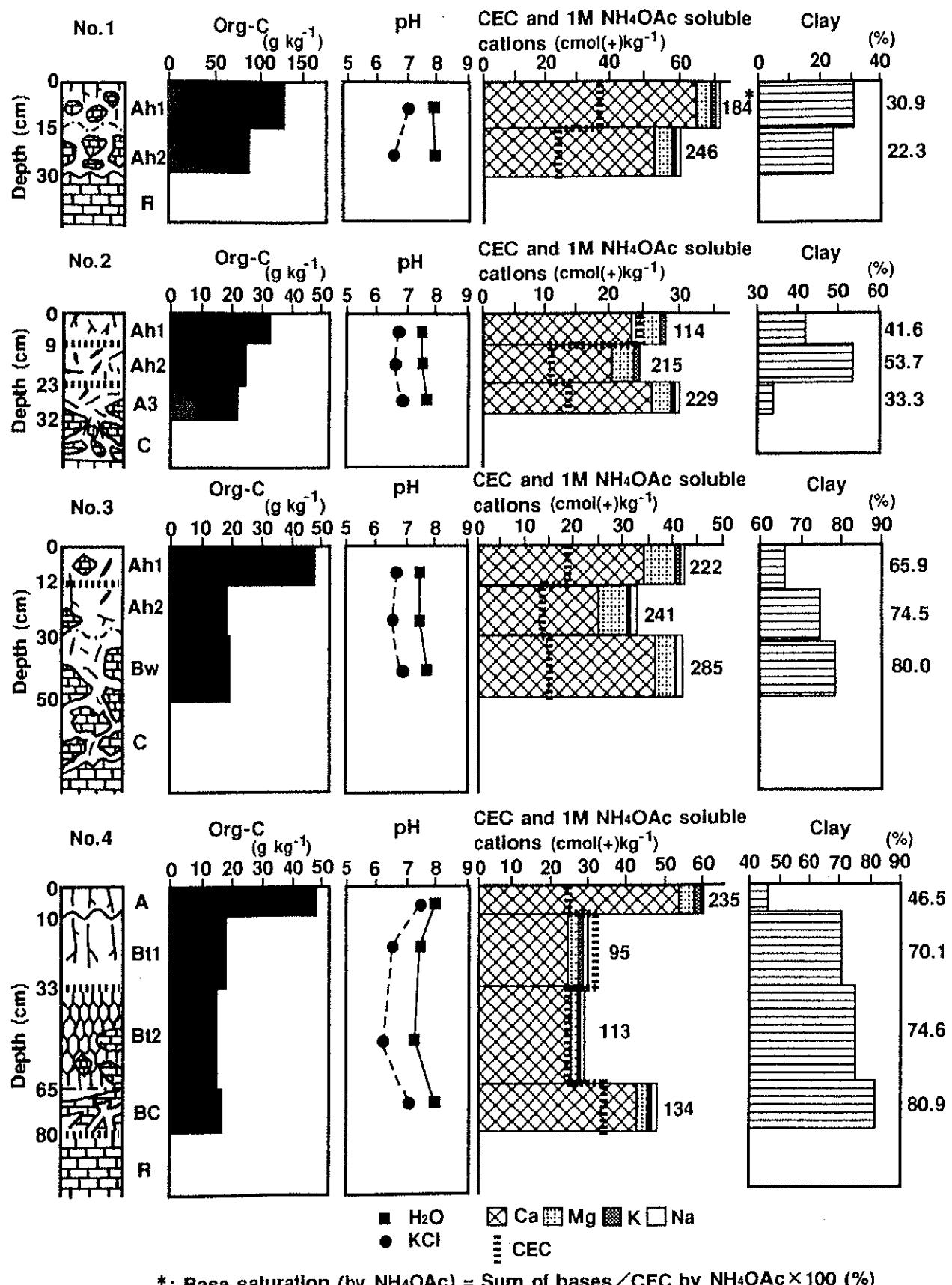
**Fig.3-2 Free calcium carbonate contents of soils in Kikai and Minami-Daito Islands.**



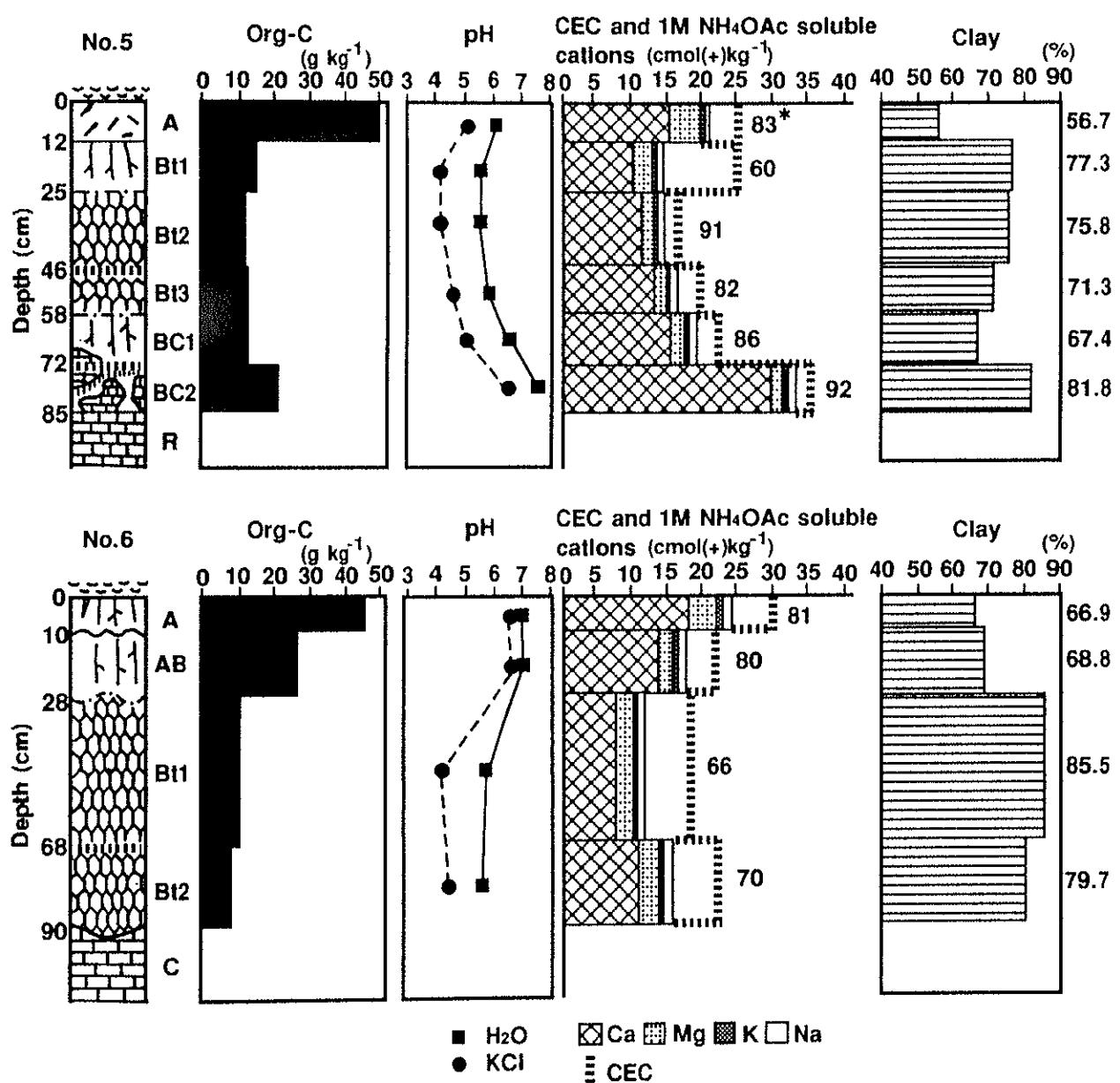
**Fig.3-3 Distribution of particle size fractions in soil profiles in Kikai and Minami-Daito Islands.**



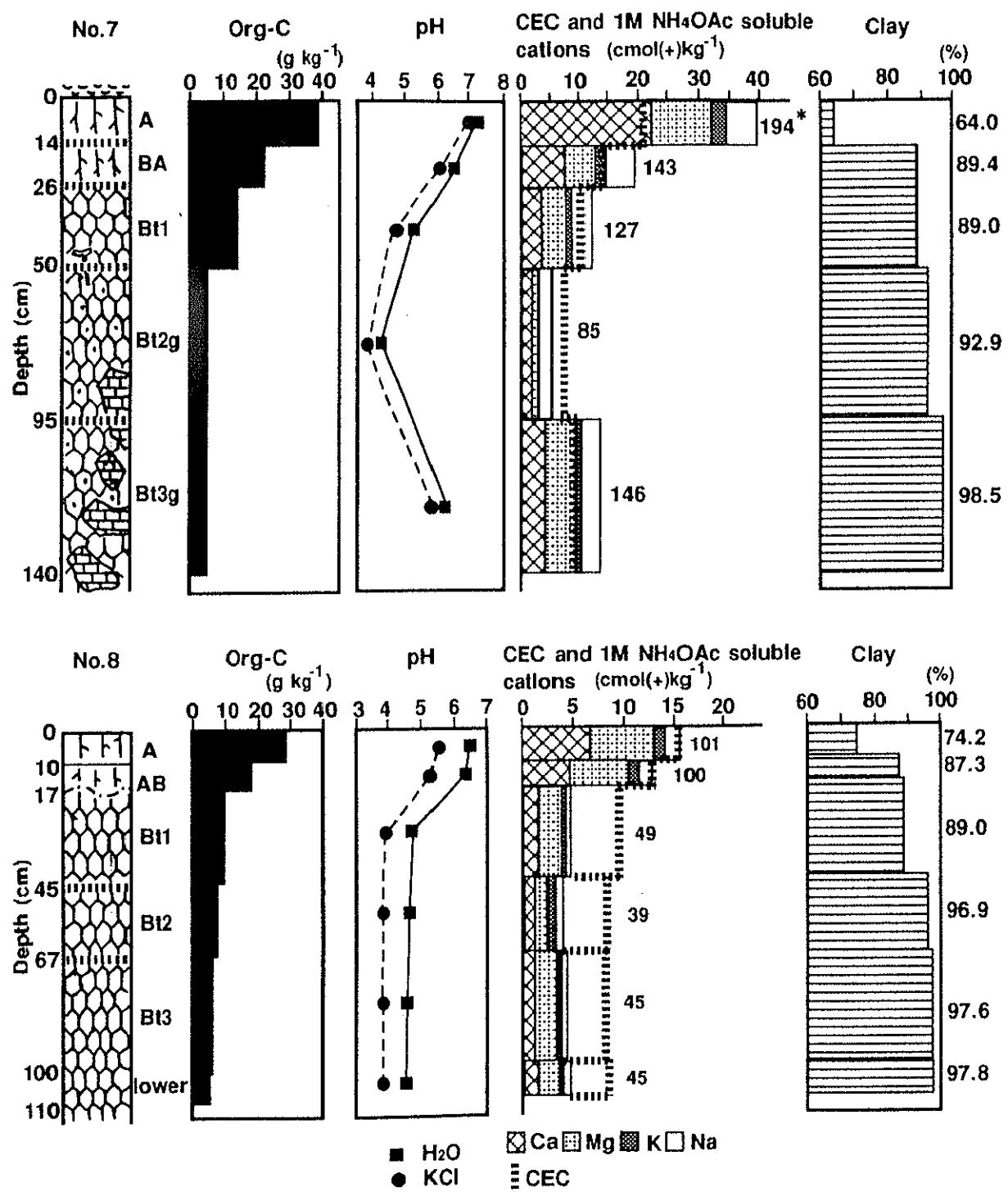
**Fig.3-4 Three phases, bulk density and permeability coefficients of core samples of Minami-Daito Island.**



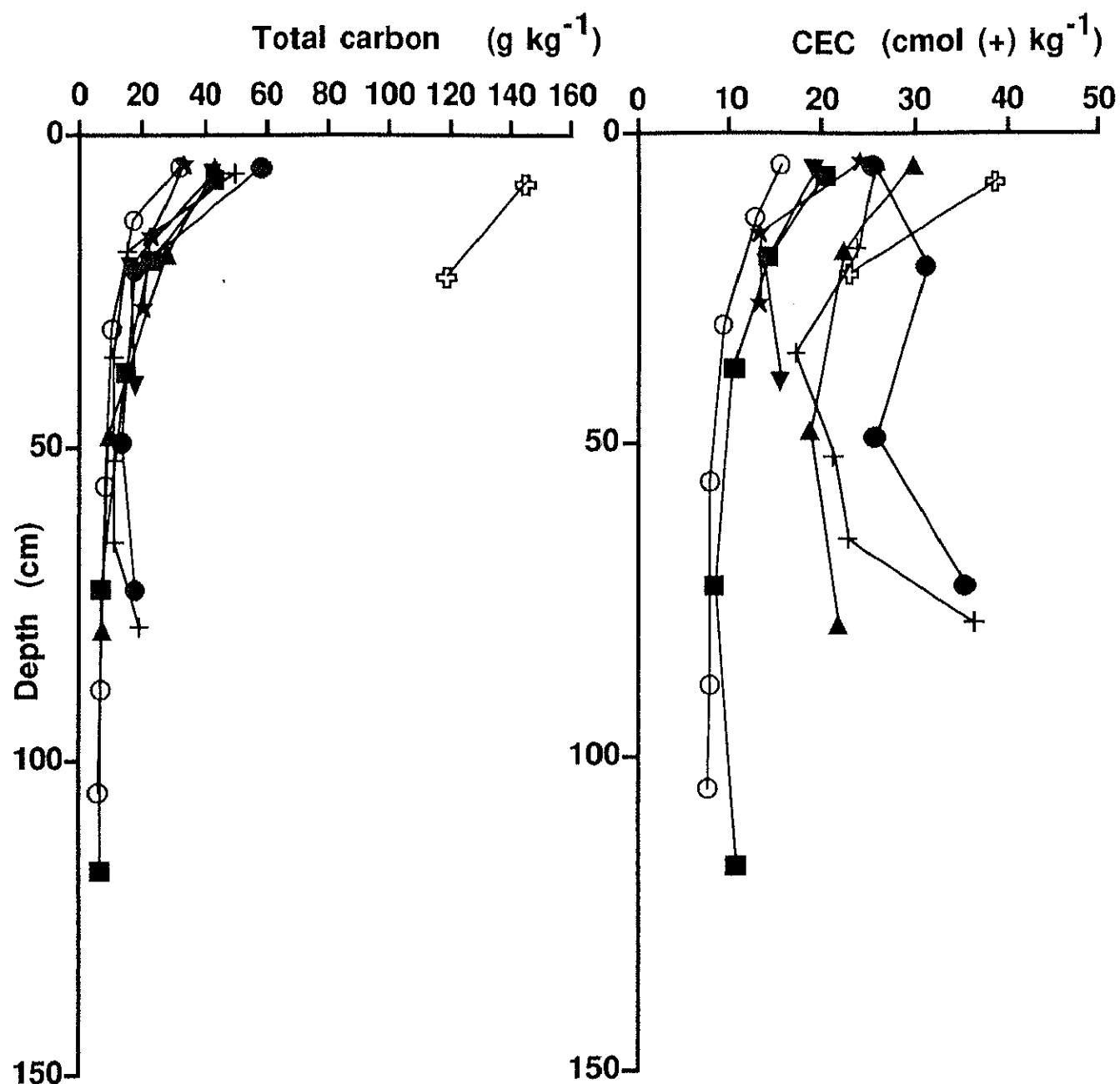
**Fig.3-5 General chemical properties of Initial Rendzina-like soil (No.1), Rendzina-like soil (No.2), Brown Rendzina-like soil (No.3), and Terra fusca-like soil (No.4).**



**Fig.3-6 General chemical properties of Terra rossa-like soil (No.5) and intermediate between Terra rossa-like and Red-Yellow soil (No.6).**

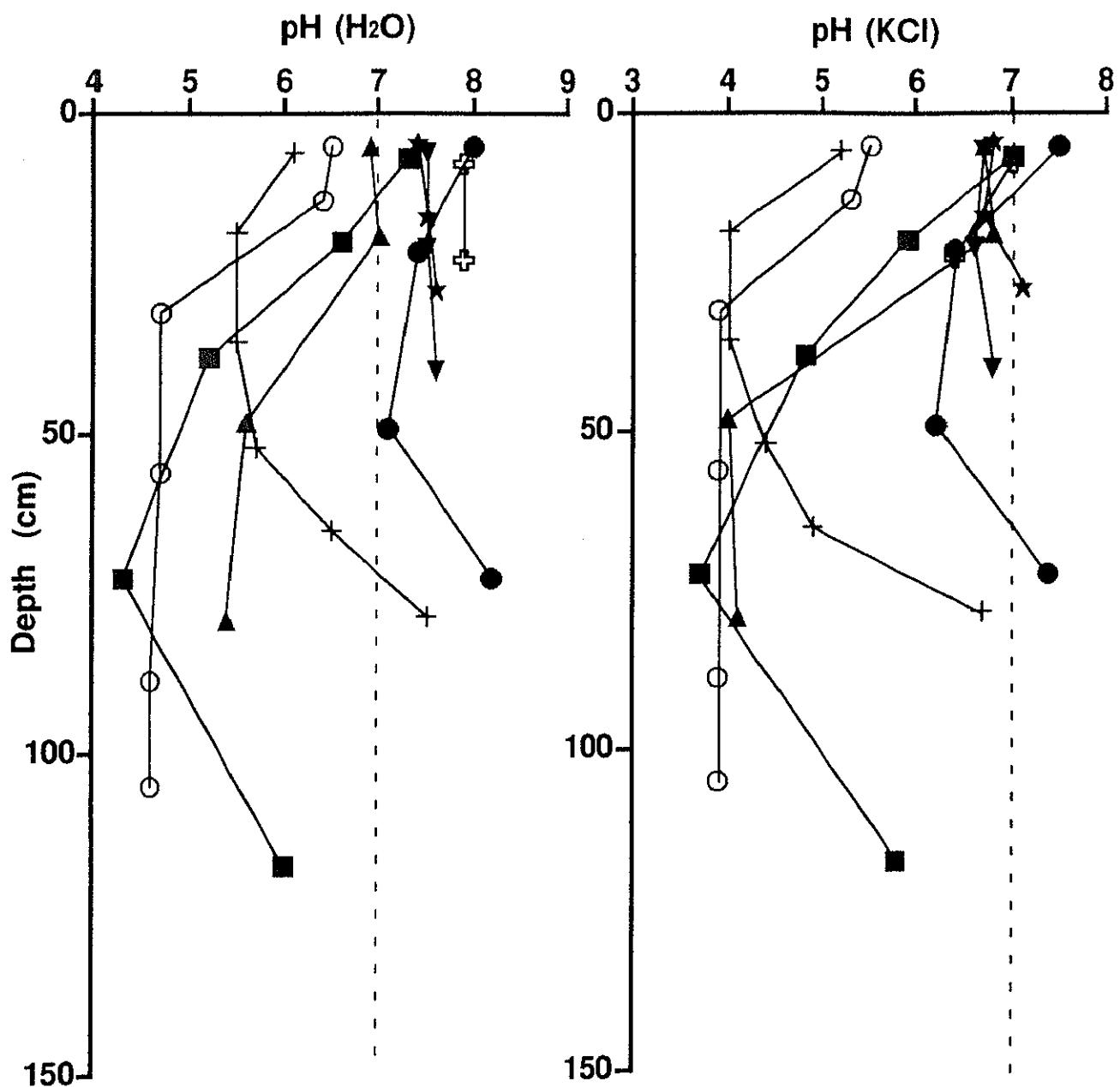


**Fig.3-7 General chemical properties of Red soil (No.7) and Yellow soil (No.8).**



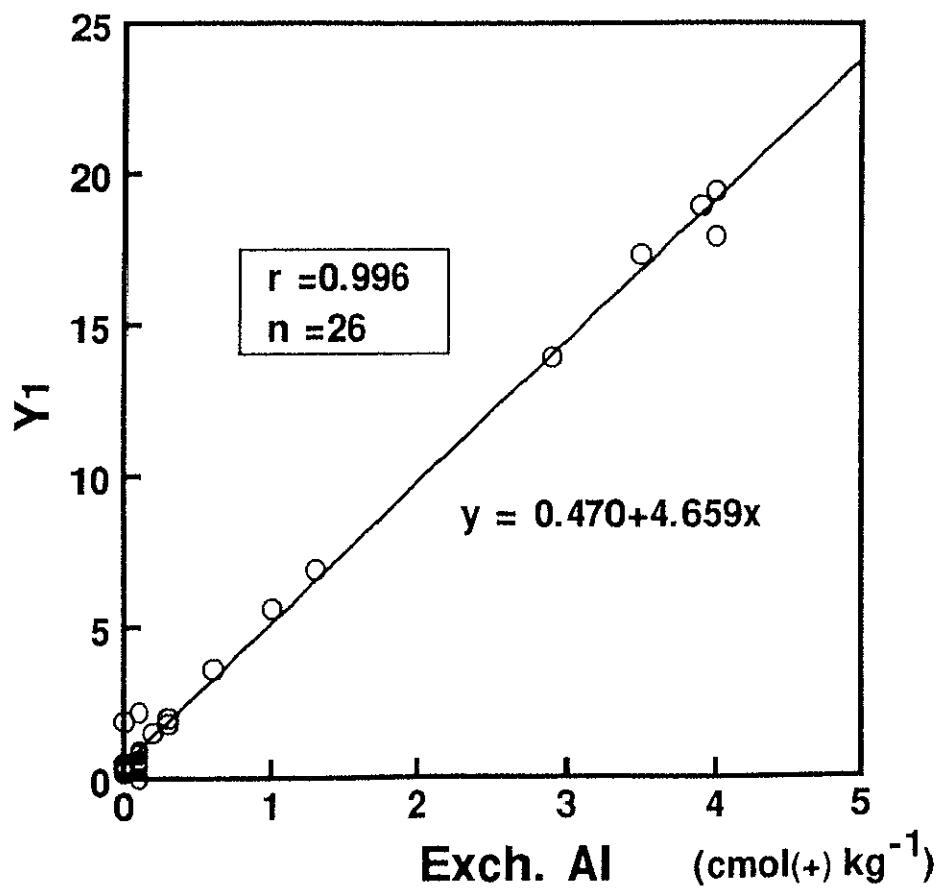
**Fig.3-8 Total carbon contents and CEC with depth of soils in Kikai and Minami-Daito Islands.**

- +— Initial Rendzina-like soil (No.1)
- ★— Rendzina-like soil (No.2)
- ▼— Brown Rendzina-like soil (No.3)
- Terra fusca-like soil (No.4)
- +— Terra rossa-like soil (No.5)
- ▲— Terra rossa/Red-Yellow soil (No.6)
- Red soil (No.7)
- Yellow soil (No.8)

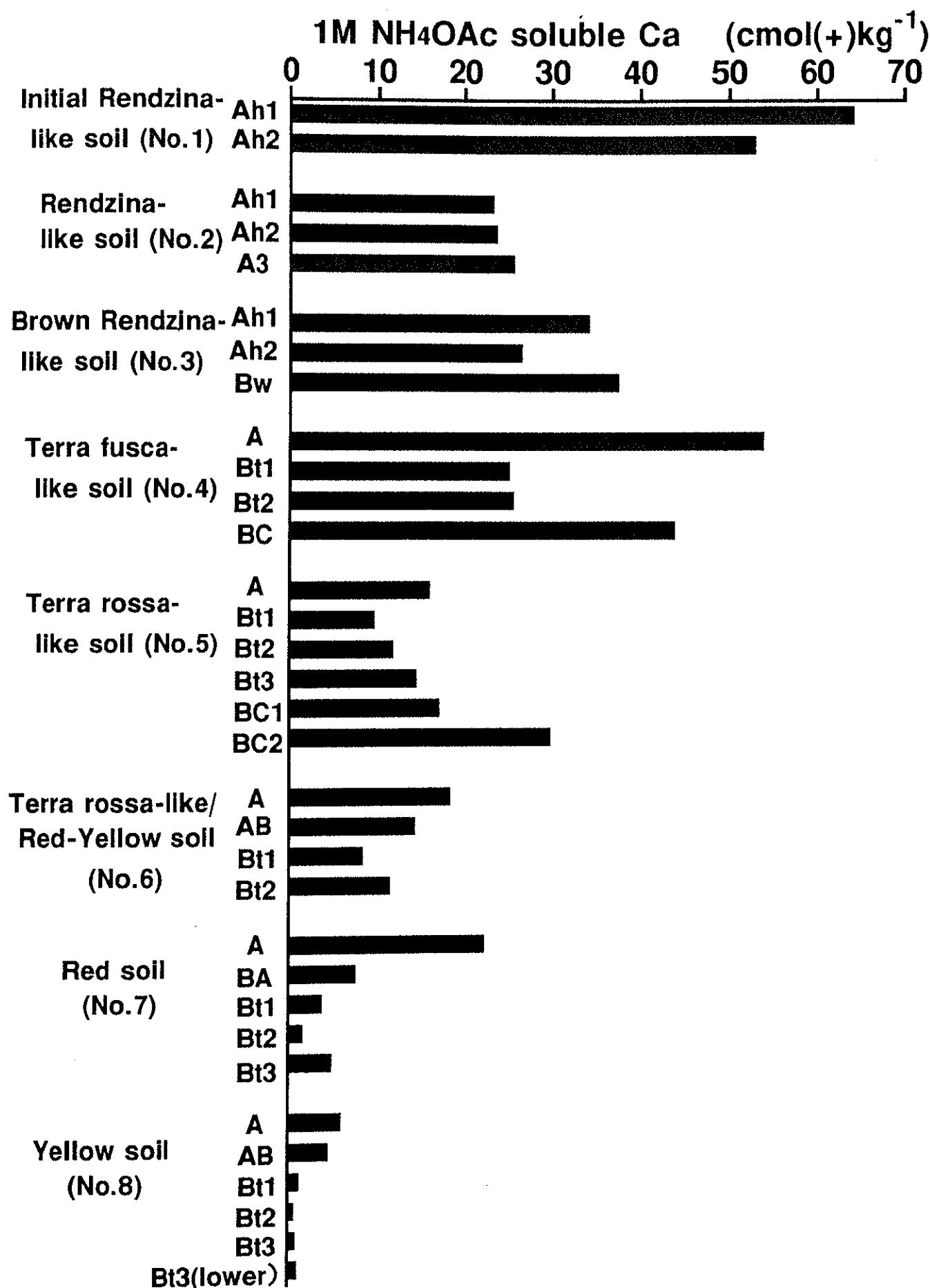


**Fig.3-9 pH( $H_2O$ ) and pH(KCl) values with depth of soils in Kikai and Minami-Daito Islands.**

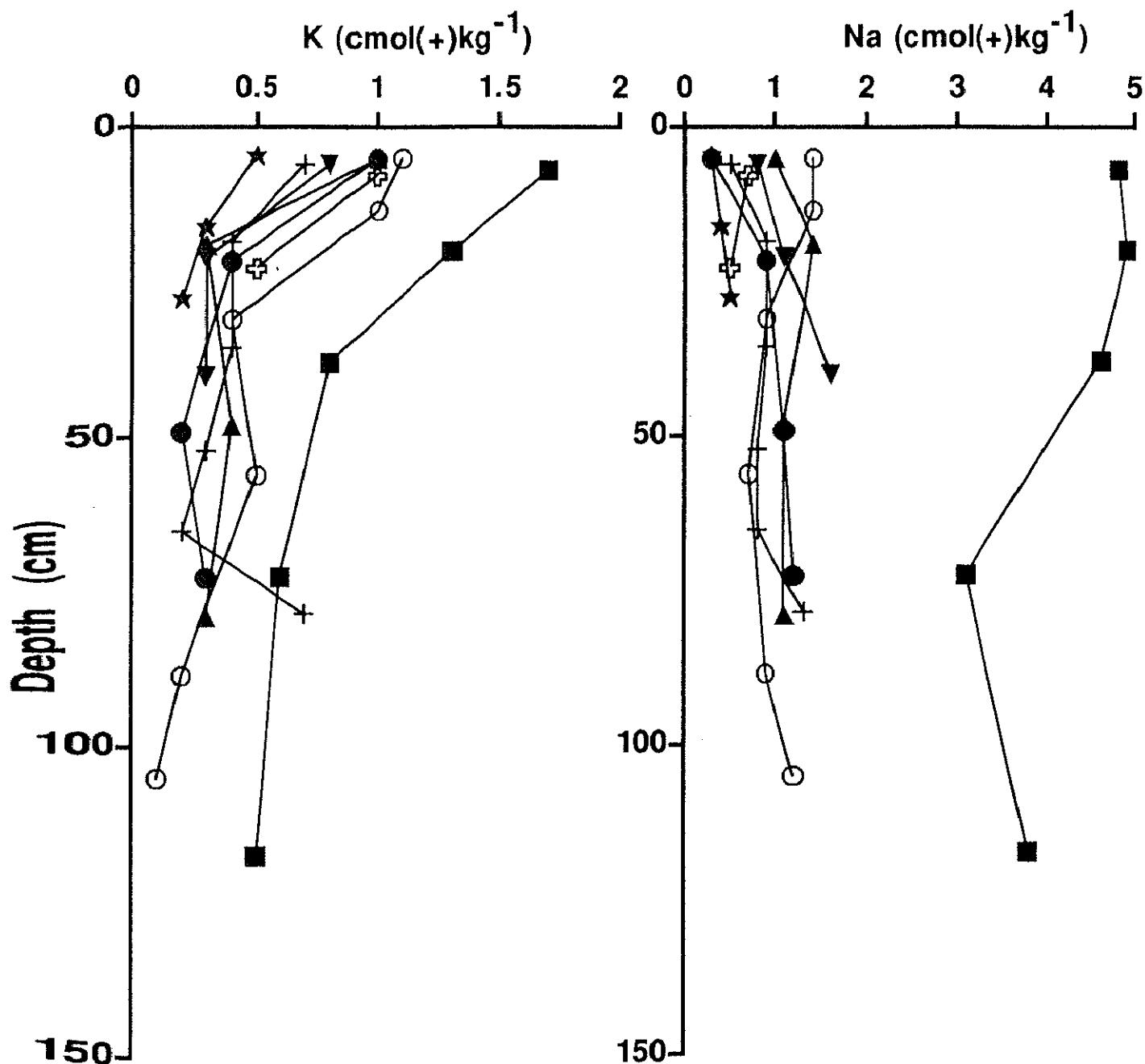
- +— Initial Rendzina-like soil (No.1)
- ★— Rendzina-like soil (No.2)
- ▼— Brown Rendzina-like soil (No.3)
- Terra fusca-like soil (No.4)
- +— Terra rossa-like soil (No.5)
- ▲— Terra rossa/Red-Yellow soil (No.6)
- Red soil (No.7)
- Yellow soil (No.8)



**Fig.3-10 Relationship between exch.Al and Y1 of the soils in Kikai and Minami-Daito Islands.**

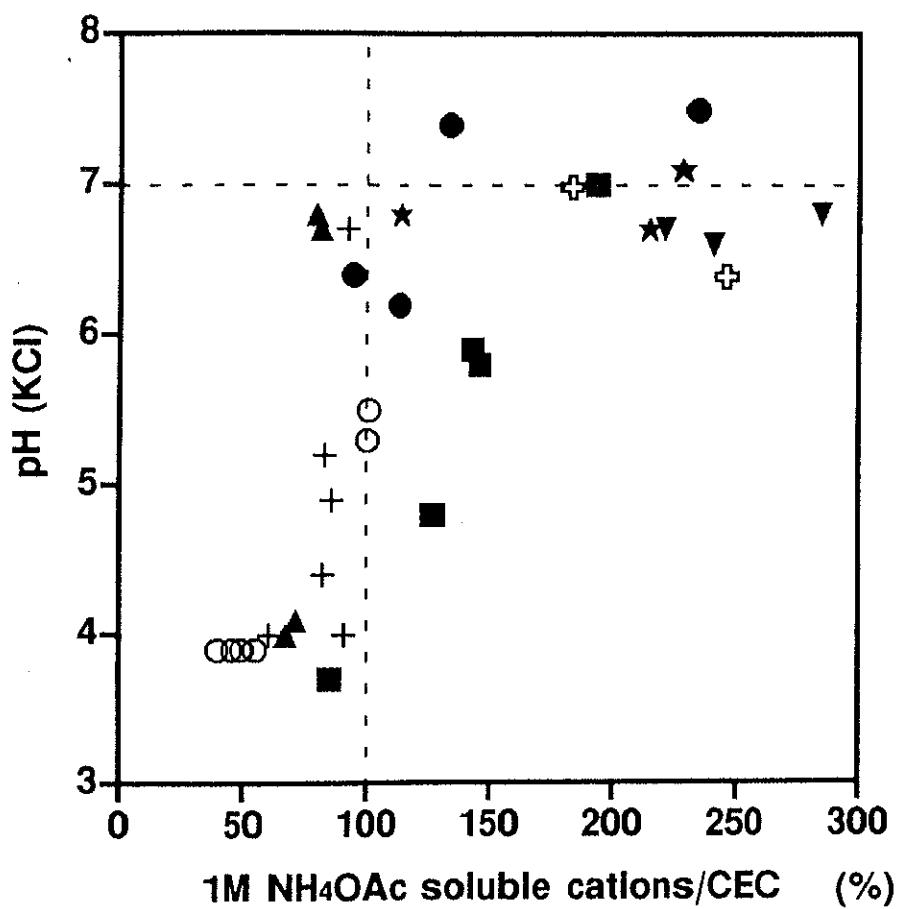


**Fig.3-11 Changes of 1M NH<sub>4</sub>OAc soluble calcium from the soils in Kikai and Minami-Daito Islands.**



**Fig. 3-12 1M  $\text{NH}_4\text{OAc}$  soluble potassium and sodium with depth of soils in Kikai and Minami-Daito Islands.**

- +— Initial Rendzina-like soil (No.1) —+— Terra rossa-like soil (No.5)
- ★— Rendzina-like soil (No.2) —▲— Terra rossa/Red-Yellow soil (No.6)
- ▼— Brown Rendzina-like soil (No.3) —■— Red soil (No.7)
- Terra fusca-like soil (No.4) —○— Yellow soil (No.8)



**Fig.3-13 Relationship between degree of base saturation and pH(KCl).**

- + Initial Rendzina-like soil (No. 1) + Terra rossa-like soil (No.5)
- ★ Rendzina-like soil (No.2) ▲ Terra rossa/Red-Yellow soil (No.6)
- ▼ Brown Rendzina-like soil (No.3) ■ Red soil (No.7)
- Terra fusca-like soil (No.4) ○ Yellow soil (No.8)

**Table 3-1 Manganese contents of the soils in Kikai and Minami-Daito Island.**

Horizon	Depth (cm)	Org.C (g kg <sup>-1</sup> )	pH		Manganese*			Mnh Mnt	Mnd Mnt	(Mnd-Mnh) Mnt					
			H <sub>2</sub> O	KCl	Mnh**	Mnd**	Mnt**								
<b>Kikai Island</b>															
<b>No.1 Initial Rendzina-like soil (Holocene II, 10m.a.s.l.)</b>															
Ah1	0-15	129.4	7.9	7.0	0.00	0.04	0.07	0.07	0.53	0.46					
Ah2	15-30	83.7	7.9	6.4	0.00	0.03	0.05	0.08	0.49	0.41					
<b>No.2 Rendzina-like soil (Pleistocene V, 27m.a.s.l.)</b>															
Ah1	0-9	31.8	7.4	6.8	0.04	0.12	0.15	0.24	0.82	0.58					
Ah2	9-23	22.7	7.5	6.7	0.03	0.11	0.14	0.21	0.78	0.57					
A3	23-32	20.8	7.6	7.1	0.03	0.11	0.13	0.23	0.83	0.60					
<b>No.3 Brown Rendzina-like soil (Pleistocene IV, 35m.a.s.l.)</b>															
Ah1	0-12	48.8	7.5	6.7	0.02	0.12	0.14	0.17	0.82	0.65					
Ah2	12-30	18.5	7.5	6.6	0.02	0.11	0.14	0.14	0.79	0.65					
Bw	30-50	20.6	7.6	6.8	0.02	0.10	0.12	0.14	0.81	0.66					
<b>No.4 Terra fusaca-like soil (Pleistocene III, 85m.a.s.l.)</b>															
A	0-10	48.3	8.0	7.5	0.01	0.09	0.12	0.11	0.77	0.66					
Bt1	10-33	18.5	7.4	6.4	0.02	0.06	0.08	0.23	0.75	0.52					
Bt2	33-65	13.8	7.1	6.2	0.02	0.07	0.09	0.24	0.76	0.52					
BC	65-80	17.6	8.2	7.4	0.01	0.08	0.10	0.12	0.76	0.64					
<b>No.5 Terra rossa-like soil (Pleistocene II, 186m.a.s.l.)</b>															
A	0-12	50.1	6.1	5.2	0.04	0.14	0.16	0.27	0.89	0.62					
Bt1	12-25	14.7	5.5	4.0	0.00	0.04	0.06	0.06	0.66	0.61					
Bt2	25-46	10.3	5.5	4.0	0.00	0.03	0.05	0.05	0.62	0.57					
B3	46-58	11.2	5.7	4.4	0.02	0.06	0.08	0.24	0.74	0.50					
BC1	58-72	11.2	6.5	4.9	0.03	0.08	0.10	0.34	0.85	0.52					
BC2	72-85	21.0	7.5	6.7	0.03	0.11	0.13	0.24	0.84	0.59					
<b>No.6 Terra rossa-like/Red-Yellow soil (Pleistocene I, 200m.a.s.l.)</b>															
A	0-10	45.0	6.9	6.7	0.04	0.16	0.17	0.21	0.92	0.71					
AB	10-28	25.5	7.0	6.8	0.03	0.13	0.14	0.24	0.91	0.67					
Bt1	28-68	9.2	5.6	4.0	0.00	0.03	0.04	0.00	0.60	0.60					
Bt2	68-90	7.1	5.4	4.1	0.00	0.02	0.04	0.02	0.46	0.44					
<b>Minami-Daito Island</b>															
<b>No.7 Red soil (<i>Hagueue</i>, 45m.a.s.l.)</b>															
A	0-14	39.8	7.6	7.3	0.11	0.41	0.47	0.23	0.88	0.65					
BA	14-26	21.5	6.7	6.0	0.04	0.11	0.13	0.29	0.81	0.53					
Bt1	26-50	13.9	5.3	4.7	0.00	0.04	0.05	0.06	0.81	0.75					
Bt2g	50-95	6.1	4.3	3.9	0.09	0.56	0.65	0.14	0.86	0.72					
Bt3g	95-140+	6.1	6.2	5.9	0.06	0.24	0.27	0.21	0.90	0.69					
<b>No.8 Yellow soil (<i>Hagueue</i>, 45~50m.a.s.l.)</b>															
A	0-10	29.5	6.5	5.5	0.09	0.19	0.20	0.45	0.95	0.50					
AB	10-17	18.1	6.4	5.3	0.04	0.10	0.12	0.37	0.88	0.50					
Bt1	17-45	9.0	4.7	3.9	0.00	0.02	0.03	0.01	0.67	0.66					
Bt2	45-67	7.0	4.7	3.9	0.00	0.02	0.03	0.00	0.71	0.70					
Bt3	67-110	6.3	4.6	3.9	0.00	0.02	0.02	0.00	0.69	0.69					
lower	100-110+	5.4	4.6	3.9	0.00	0.02	0.02	0.00	0.76	0.76					

\*; oven dry basis

\*\*; Mnh=Easily reducible manganese, Mnd=Dithionite-citrate soluble manganese,

Mnt=Total manganese

### 3-4 要約

喜界島と南大東島の離水年代を異にする一連の発達段階の異なる土壌についてその遊離炭酸塩含量と物理的・化学的性質を分析し、次のことことが明らかとなった。

①滴定法 (ISRIC, 1993) による炭酸塩当量は、湿式燃焼法 (小坂・本田・井磧法) と比べて定量値が大きく、過剰評価される傾向がある。

②亜熱帯湿潤気候下では、炭酸塩が土壌生成の初期段階において急速に溶脱し、それに伴って有機炭素含量が激減することから、脱炭酸塩作用に引き継いで腐植の分解が急速に進み、その後、有機炭素含量としては定常状態に達していることがわかった。

③初生レンジナ様土 (No.1) の土性は SC, LiC, SCL、レンジナ様土 (No.2) の土性は LiC ないし HC であったが、それ以外は土性は HC を示したが、土壌の発達段階に応じて粘土含量は増加する傾向が認められた。土壌断面では、初生レンジナ様土 (No.1) とレンジナ様土 (No.2) を除くと下位層で粘土含量が増える傾向がみられ、テラフスカ様土 (No.4) 以降の 6 断面においては、粘土含量の断面分布が A 層よりも 8%以上高い粘土含量を有することといずれの断面においても現場で粘土集積層 (Bt 層) の構造面に粘土皮膜 (clay cutan) が観察されていることから“粘土の機械的移動 (illimerization)” が生じていると判断した。

④南大東島の赤色土 (No.7) と黄色土 (No.8) と比較した場合、赤色土 (No.7) の方が黄色土 (No.8) よりも全層位にわたって仮比重がやや低く、かつ、全孔隙率がやや高いが、赤色土 (No.7) と黄色土 (No.8) の顕著な違いは、その透水性の差であることがわかった。

⑤全炭素量は、初生レンジナ様土 (No.1) で非常に高く、レンジナ様土 (No.2) 以降、土壌の発達段階に対応した一定の傾向は認められなかった。

⑥陽イオン交換容量 (CEC) は、初生レンジナ様土 (No.1) で比較的高いが、喜界島の土壌では発達段階に対応した一定の傾向は認められなかった。しかし、南大東島の土壌では、明らかに低下しており、喜界島の土壌と南大東島の土壌では粘土鉱物組成に違いがあることが推定できる。

⑦ 1M 酢酸アンモニウム溶液に溶出した陽イオンは  $\text{Ca}^{2+}$  と  $\text{Mg}^{2+}$  がその大部分を占

め、 $K^+$ と $Na^+$ は少ない。1M 酢酸アンモニウム可溶の $Ca^{2+}$ は、土壤の発達段階とともに減少しており、つまり、年代の経過とともに溶脱していく傾向（塩基溶脱作用）が明らかに認められた。また、黄色土（No.8）では $Ca$ より $Mg$ の方を多く含んでいた。これは、石灰岩中の $CaCO_3$ が苦灰石 $CaMg(CO_3)_2$ によって置換される現象（苦灰石化作用）に起因するものと考えられる。 $Mg^{2+}$ 、 $K^+$ 、 $Na^+$ には、土壤の発達段階との関係は明らかではなかった。

⑧塩基飽和度は、喜界島では土壤の発達段階に伴い、塩基溶脱作用によって、その低下が明らかとなった。しかし、南大東島の赤色土（No.7）および黄色土（No.8）の一部の層位では、なお100%以上を示し、サンゴ石灰岩が局所的に含まれるため、塩基飽和度もやや高くなる傾向にあると考えた。

⑨喜界島や南大東島においては、黄色土（No.8）を除けば、隆起サンゴ礁段丘上の土壤中のマンガンは溶脱を受けにくいため、土壤生成年代の経過とともに富化していく傾向がある。南大東島の赤色土（No.7）にマンガンが多く、黄色土（No.8）にマンガンが少ないので、局部的な内部排水の良否で前者はマンガンが酸化集積し、後者は還元溶脱したためと判断した。