

肝属平野の形成史－テフラと AMS¹⁴C 年代による－

永迫俊郎*¹・奥野 充*²・森脇 広*³・新井房夫*⁴・中村俊夫*⁵

- *1 東京大学大学院 理学系研究科地理学専攻 〒113-0033 東京都文京区 7-3-1
*2 日本学術振興会 特別研究員 (名古屋大学) 〒464-8602 名古屋市千種区不老町
*3 鹿児島大学 法文学部 〒890-0065 鹿児島市郡元 1-21-30
*4 群馬大学 名誉教授 〒371-0017 前橋市日吉町 4-23-6
*5 名古屋大学 年代測定資料研究センター 〒464-8602 名古屋市千種区不老町

キーワード：完新世後期，肝属平野，砂州，泥炭地，テフロクロノロジー，AMS¹⁴C 年代

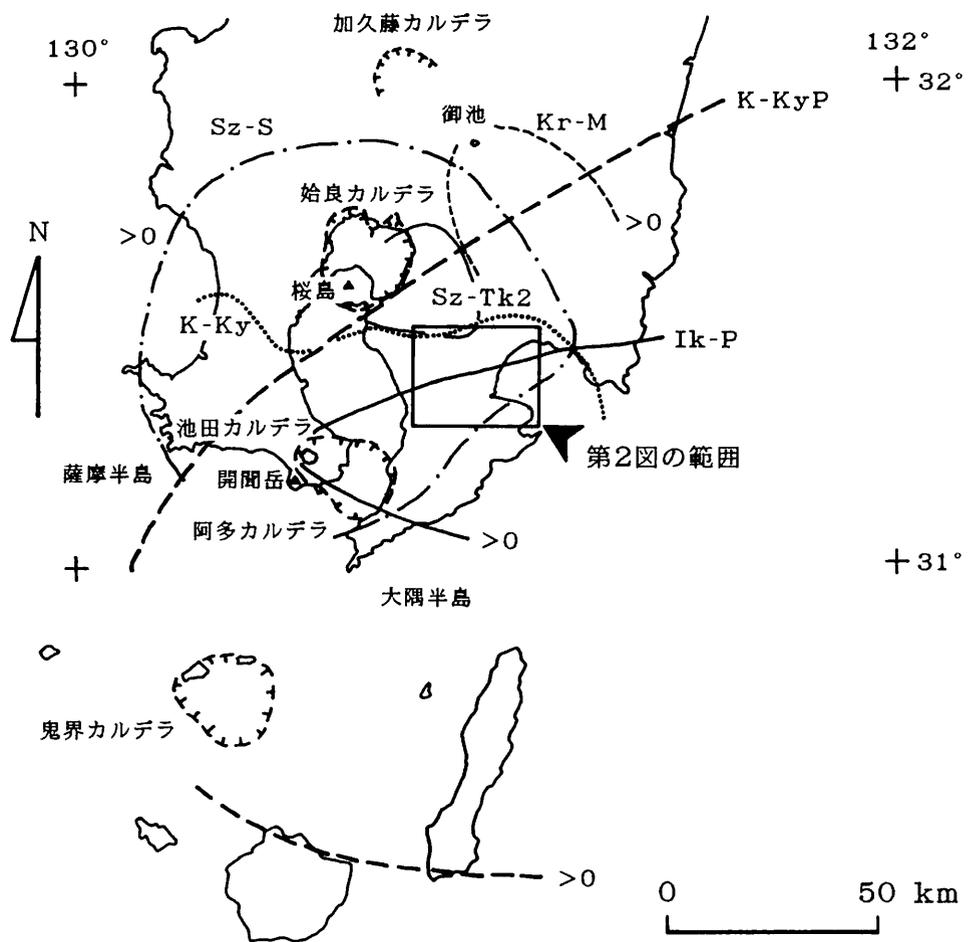
I. はじめに

肝属平野は鹿児島県大隅半島の肝属川中・下流域に広がる沖積平野である (第 1 図) . 臨海部には肝属川河口から北東の志布志まで，幅約 1~3 km，長さ約 20 km にわたって，数列の砂州とそれを覆う海岸砂丘が続いており，志布志湾砂丘と呼ばれている。肝属平野の完新世中期以降の地形発達は，臨海部の砂州・砂丘の形成と密接に関連するため，肝属川の流域内にとどまらず，志布志湾岸の海岸平野をも含めて，本研究の対象地域とする。

肝属平野の周辺には，笠野原台地をはじめとするシラス台地が広く分布し，低地との境界はその大部分が急崖よりなる。後背湿地と堤間湿地には，草本泥炭からなる泥炭層が広範に堆積しており，臨海部の砂州・砂丘列とともに肝属平野の大きな特徴である。これらの砂州・砂丘と泥炭層の形成に関する研究としては，大矢ほか (1959)，大矢・市瀬 (1960)，阪口 (1960) などがある。

本平野では，桜島，鬼界カルデラ，池田カルデラ，開聞岳，霧島などの南九州諸火山から飛来している完新世テフラにより，詳細な低地編年を行うことが可能である。しかし，こうしたテフラの同定とそれによる低地の編年はまだ十分になされていない。

筆者らは，本平野の砂州堆積物および泥炭層中に挟在するいくつかのテフラを野外観察や岩石記載的特徴にもとづいて同定するとともに，泥炭層基底の AMS¹⁴C 年代測定を行った。本稿では，これらのテフラと ¹⁴C 年代から明らかになった，完新世中期以降における砂州の形成とそれに伴うラグーン化，その後の湿地 (泥炭地) 化の過程について報告する。



第1図 対象地域とテフラ分布図

Sz-Tk2：桜島高峠2（森脇，1994）は層厚10cmの分布を森脇（1994）により示す。これ以外のテフラは，層厚0cmの分布限界を示す。

Sz-S：桜島薩摩（町田・新井，1992）はMoriwaki（1992）により，

K-KyP：鬼界幸屋降下軽石（町田・新井，1992），

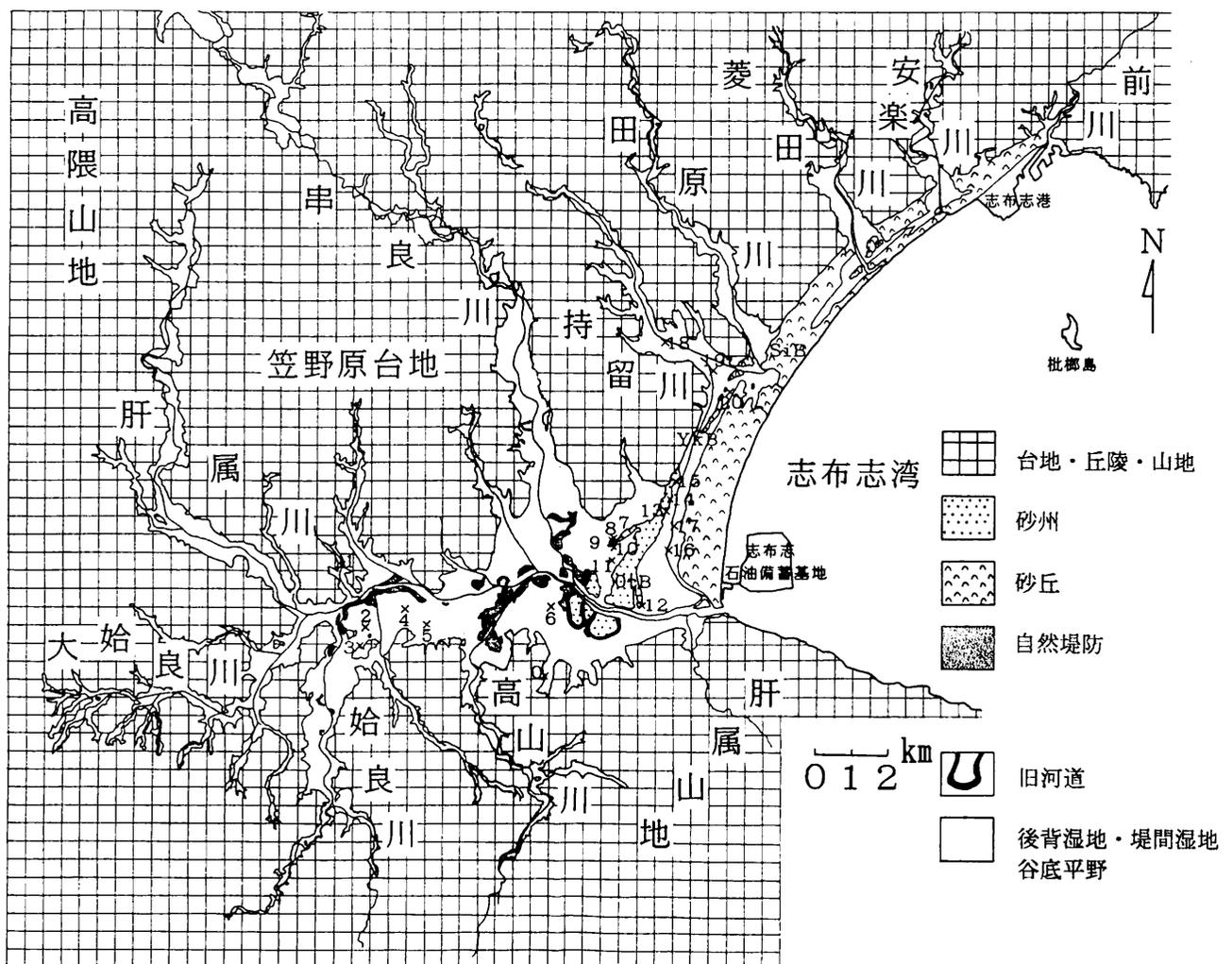
K-Ky：鬼界幸屋火砕流（町田・新井，1992），

Ik-P：池田降下軽石（成尾・小林，1980），Kr-M：霧島御池（町田・新井，1992）は町田・新井（1992）により示す。

II. 地域の概観とテフラ層序

1. 地域概観

肝属平野および周辺の地形要素としては、山地、丘陵、台地、低地がある（第2図）。これらの中で圧倒的な面積を占めるのが、始良カルデラ起源の入戸火砕流堆積物（A-Ito；町田・新井，1992；噴出年代 24.5ka；Okuno，1997）からなる台地（いわゆるシラス台地）である。沖積層の基盤も大部分が A-Ito である。山地は、本平野の北西側に高隈山地，南東から南側に肝属山地，北東側に日南山地が分布している。鹿児島県地質図編集委員会（1990）によれば，高隈山地中央部と肝属山地は，新第三紀中新世の貫入花崗岩類よりなり，日南山地は古第三紀始新世の日南層群から，高隈山地周縁部は前期～後期白亜紀の四万十層群からなる。丘陵の分布範囲は狭く，シラス台地上に島状に突出した日南層群からなるものがほとんどである。低地の分布は肝属平野と志布志湾岸の海岸平野以外は，シラス台地を刻む小河川沿いにわずかに広がる谷底平野に限られる。



第2図 肝属平野の地形分類図

大隅半島は、加久藤カルデラ－始良カルデラ－阿多カルデラと続く火山フロントの外弧にあたる。肝属平野の北東方向に位置する宮崎平野から日南海岸にかけては、更新世や完新世の海成段丘が発達し、著しい隆起地域として知られている（長岡ほか，1991など）。

肝属川は高隈山地御岳（標高 1,132 m）を水源とし、流域面積は 485 km²（鹿児島県企画部統計課，1997）である。一方、海岸平野部に河口をもつ河川はいくつかあるが、流域面積 394 km²（鹿児島県企画部統計課，1997）の菱田川以外はいずれも小河川であり、平野を形成するのに十分な堆積物の供給源とはなっていない。肝属平野において沖積層の供給源として大きな役割を果たしているのは、肝属川、菱田川、海食崖の侵食後退による土砂供給、および鬼界アカホヤテフラ（K-Ah テフラ；町田・新井，1992）を筆頭とするテフラの二次堆積であると考えられる。また、志布志湾奥部の沿岸海底地形は、水深 8 m までは平均勾配 1/100 から 1/150 であるが、それ以深では等深線が海岸線とほぼ並行になり、その勾配は 1/200 以下で緩やかになる（海上保安庁水路部，1982）。

2. 肝属平野周辺の台地上のテフラ層序

肝属平野には、A-Ito 以降、桜島、鬼界カルデラ、池田カルデラ起源のテフラが堆積したとされている（町田・新井，1992 など）。それらのテフラと、今回初めて泥炭層中に認定されたテフラ（後述；Sz-Tk2, Kr-M）について、従来示されてきた分布範囲を第 1 図に記入した。

そこで、実際のテフラ層序を把握する目的で、低地周辺の台地上で露頭観察を行った。本稿では、第 2 図の Loc.0（以後、Loc.は第 2 図中の地点をあらわす）における柱状図を代表として第 3 図に示す。台地上において、野外での観察から認定できるテフラは、下位から、Sz-S, K-Ah テフラ（K-KyP/K-Ky/K-Ah の各メンバーからなる）、Ik-P である。いずれのテフラも、特徴ある層相を示し、また誤認するおそれのある類似のテフラがないため、野外観察によって容易に対比できる。以下に野外での同定指標となる堆積構造、層相上の特徴について述べる。

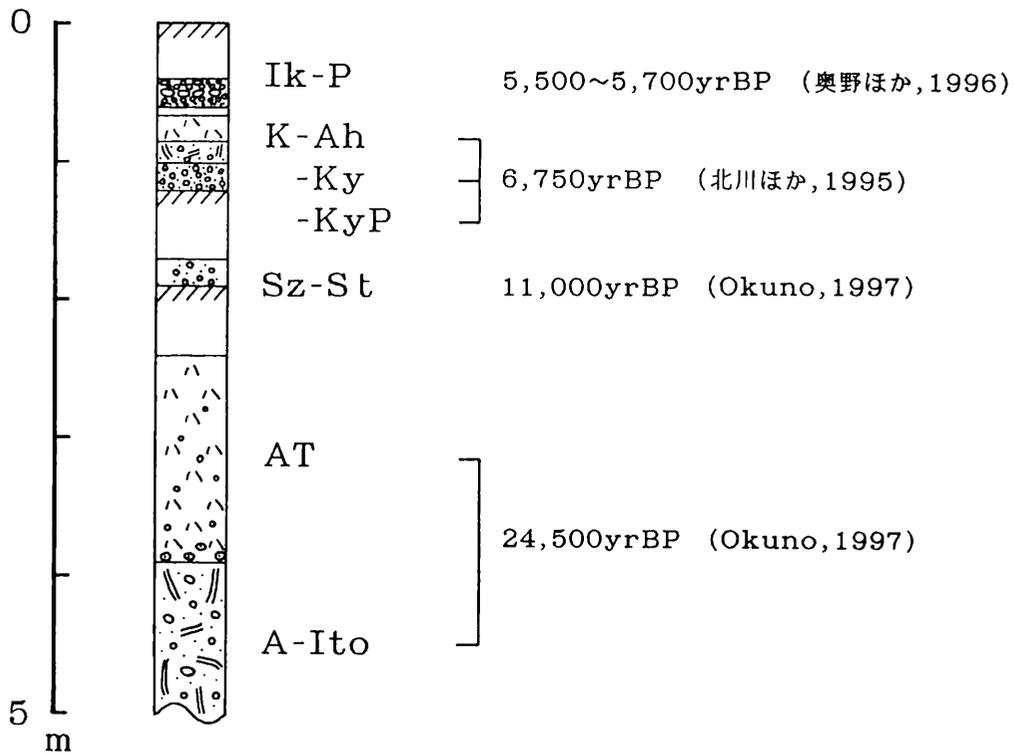
Sz-S は、A-Ito/AT と K-Ah 間のローム層中に 20 cm ほどの層厚で散在する細粒軽石層として観察される。保存状態があまり良くなく、23 地点のうち 6 ヶ所で確認された。Sz-S の年代は、11,000yrBP（Okuno, 1997）である。

K-Ah テフラは、細粒のガラス質火山灰からなる K-Ah を主体とする。この地域では直下に K-Ky, K-KyP がつくこともある。K-Ah は層厚 20~40 cm で、赤燈色を呈す。保存状態は良く、ほぼどこでも認めることができるので、露頭観察の際に重要な鍵層となる。K-Ah と一連の噴出物の年代は、6,750yrBP（北川ほか，1995）である。

Ik-P は、K-Ah の上位にロームや黒ボクを薄く挟んで、概ね 10~15 cm の層厚で堆積している。軽石の最大粒径が 3 cm（給源から最遠の志布志北部でも 1.3 cm）ほどで、逆級化構造を示す軽石層であること、石英、斜長石などの斑晶鉱物や細粒軽石のマトリク

スに富みこれによって固結化していること、褐色の異質岩片を含むことなどが特徴である。Ik-Pの年代は、5,500~5,700yrBP（奥野ほか，1996）である。

Kr-Mは、志布志北部で観察されただけであり、Sz-S以外の桜島系テフラと開聞岳起源のスコリア層は確認されなかった。



第3図 Loc.0におけるテフラ柱状図

Ⅲ. 低地の地形とその構成物質中のテフラ

1. 低地地形の特徴

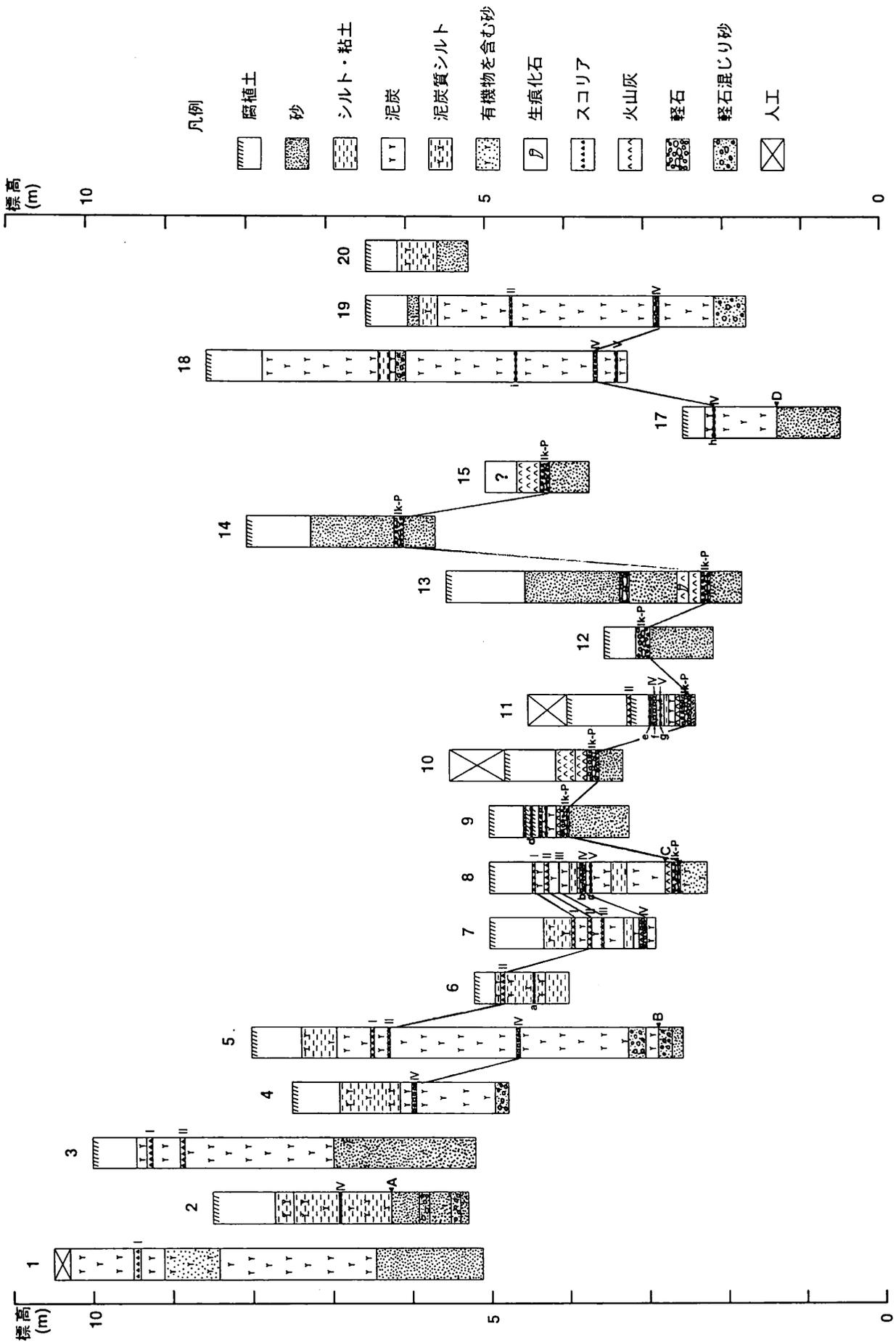
縮尺約4万分の1の空中写真判読および現地調査から、本平野は第2図に示す諸地形に分類することができる。肝属平野は、河成平野の3基本型(貝塚, 1992)のうち曲流平野に相当し、自然堤防と後背湿地が良好に発達しており、蛇行した旧河道がよく見られる。明瞭な扇状地は認められず、三角州の発達もよくない。自然堤防は、肝属川本川と始良川の合流点付近、高山川、串良川の下流域からこれらの支川と肝属川本川との合流点付近を中心に分布しており、その背後からシラス台地脚部にかけては、泥炭層が堆積する後背湿地がひろがっている。

一方、臨海部には顕著な砂州が分布する。田原川河口付近を境にして、以北では砂州がシラス台地に接しているのに対し、それ以南では堤間湿地を挟んで砂州が大きく3列に分化している。これらの砂州を内陸側から海岸側へ順に、大塚砂州(OtB)、横瀬砂州(YkB)、志布志砂州(SiB)と呼ぶ(第2図)。それらの間の堤間湿地にも泥炭層が堆積している。最も海岸側に位置する志布志砂州には、比較的大規模な砂丘が発達しており、最高点は標高27.2mに達する。志布志砂州上の砂丘列は3列に細分される。シラス台地を北端の基部とし南南西にのびる、最も内陸側の大塚砂州には明瞭な砂丘地形は認められず、北部のみ砂丘砂が薄く覆っている。大塚砂州の北北東方向に分布する横瀬砂州は、砂丘砂によって被覆されており、標高は10mを越える。

2. 大塚砂州の堆積物と池田降下軽石

大塚砂州上とその近辺において、砂採取場および工事現場で連続露頭の観察を行い、Loc.8~15の計8ヶ所で砂州堆積物とその上限付近にのる池田降下軽石を確認した(第4図)。第4図中の標高は、1/5,000国土基本図にもとづく。Ik-Pは、概ね層厚15cm前後の固結化した軽石層で、中位が粗となる逆級化構造を示し、摩耗もしていないことから、一次堆積であると考えられる。また、Loc.8~11, 13, 15の6ヶ所では、Ik-Pの直上にIk-Pと一連の噴出物である池田湖火山灰(成尾・小林, 1980; Ik-ash)と考えられる顕著な平行層理をもつ火山灰層が観察される。

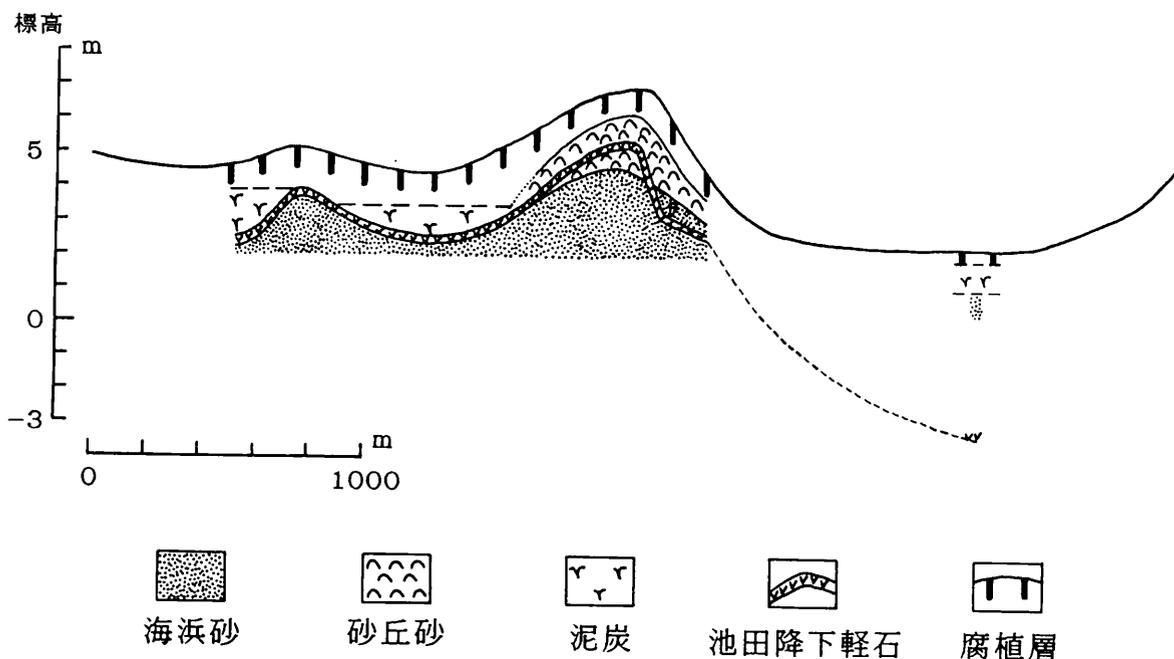
大塚砂州上の位置ごとに、砂州・砂丘堆積物とIk-Pとの関係について記載する。Loc.12~15は、海岸側に位置し、12は突端部、13, 14は北部、15は基部に相当する。Loc.12では、軽石礫の混入から海浜砂と考えられる中粒砂上にIk-Pがのり、Ik-P直上からは腐植土が堆積している。Loc.13は、大塚砂州を横断方向に切る長さ約30mの連続露頭のうち、最も内陸地点を記載したものである。ここでは、Ik-P/Ik-ashは粗粒砂中に挟在している。Ik-ash層中にパイプ状生痕化石が認められること、Ik-Pの上位約90cmの層位に、最大粒径10cmで淘汰の悪い円磨された水成軽石層が層厚12cmで堆積することから、Ik-P/Ik-ashを挟む砂層は海浜砂であり、テフラ堆積後もしばらくの間は海浜環



第4図 地質柱状図

境下にあったと言える。最上位の中粒砂を主体とする層厚 110 cm ほどの砂層は、淘汰が良く礫の混入がないことから、砂丘砂であると考えられる。Loc.14 では、Ik-P は淘汰度と礫を含まないことから砂丘砂と判断される細～中粒砂層中に堆積している。Loc.15 では、Ik-P は 8 cm 大の軽石の混入により海浜砂と考えられる中粒砂上に堆積しており、その直上には Ik-ash とこれを母材とするロームがのる。最上位は細～中粒砂からなるが、人工盛土の可能性がある。一方、Loc.8～11 は、内陸側にのびる大塚砂州の分岐砂州とその前後に相当し、8 は分岐砂州背後、9、10 は分岐砂州上、11 は分岐砂州と本体との間に位置する。これらは灌漑用水路埋設工事に伴う連続露頭である。Loc.8～11 において、Ik-P/Ik-ash は砂州堆積物と考えられる中粒砂上に堆積しており、その直上からは砂州・砂丘いずれの砂層も認められず、8、9、11 では泥炭が、10 では腐植土が堆積している。

また、Loc.13 と Loc.14 近接の計 2ヶ所の連続露頭においては、Ik-P によって堆積当時の浜堤から後浜にあたと判断できる地形横断面が復元される。さらに、大塚砂州前面の Loc.16 における既存ボーリングコアの分析結果によれば、Ik-P の二次堆積物が標高 -3 m 付近に初めてあらわれ、それより下位では認められないことから、Ik-P 堆積当時の海底面はおよそ -3m であったと言える。以上のことと後述する泥炭層の記載により、大塚砂州の中・北部を横断する断面図は第 5 図のように描ける。



第 5 図 大塚砂州断面図

3. 泥炭層とその中に挟在するテフラ

1) 泥炭層中のテフラ

砂州の形成とその背後のラグーン、後背湿地およびその前面の堤間湿地との関係を把握するために、計 10 地点で泥炭層のハンドボーリングを行うとともに、灌漑用水路工事に伴う連続露頭において、特に泥炭層の分布とそこに挟在するテフラに注目して、低地表層堆積物の観察を行った（第 4 図）。ここには、阪口（1960）などにより、厚い泥炭層が分布することが報告されている。これまでの調査では、厚さ最大 4.6 m の泥炭層が認められたが、そこでは基底まで掘削していないため、最大層厚がこれより大きいことは確実である。層厚は挟在する物質も含めた値で、1 m 未満から 5 m 近くまでと幅があるが、肝属川の河道寄り（Loc.2, 4, 6）や大塚砂州の背後（Loc.7, 8）で薄く、シラス台地寄り（Loc.1, 3, 5）や持留川下流域（Loc.18, 19）で厚い。厚いところでは無機質の混入が少ない純粋な泥炭が多いのに対して、薄いところでは泥炭質シルトとなることが多い。この点は、阪口（1960）も指摘しており、その理由としてシラス台地からの湧水が泥炭層堆積の最重要因子であると同時に、常に河川の影響も受けていたことを挙げている。また、いずれの地点でも、アシ・ヨシの根、茎、葉などの植物遺体が広く観察されることから、草本泥炭からなると言える。

この泥炭層の中には、細粒スコリア・細粒軽石などの降下テフラが層厚 1~10 cm で、氾濫堆積物と考えられるシルト・粘土や一部軽石混じり砂が厚さ 0.5~20 cm で挟在している。第 4 図では、層厚 5 cm 以下のシルト・粘土層の記載は省略した。一方、泥炭層の下位には、細粒のガラス質火山砂や軽石混じり砂（Loc.1~5, 17, 19）や Ik-P/Ik-ash（Loc.8, 9, 11）が分布する。前者の砂層は、K-Ah, A-Ito, Ik-P などの二次堆積物であり、内湾~ラグーンを埋積した沖積上部砂層に相当するものと思われる。また、後者の Ik-P は、逆級化構造を示しマトリクスに富む固結軽石層であるという層相上の特徴から同定できる。なお、Ik-P よりも下位に堆積している泥炭は確認されなかった。

調査地の表層 2~5 m に堆積する泥炭層中には、全部で 5 枚の一次堆積のテフラ層が認定される。上から肝属 I, II, III, IV, V と仮称する。I~III はスコリア層、IV と V は軽石層であり、粒径は中~粗粒砂大である。いずれのテフラも明瞭な級化構造、ユニットは認められない。I は淡紫色を呈し、層厚は西寄りで厚く 8 cm（Loc.1）、東ほど薄くレンズ状になり 2.5 cm（Loc.8）である。II はおうど色~黄色を呈し、層厚は 3~6 cm で、分布の軸は I よりも東寄りにある。III は層厚 1, 1.5 cm と薄く、連続露頭の 2ヶ所でのみ確認されるにとどまった。IV は淡褐色~赤燈色を呈し、層厚 2~10 cm と開きがあるものの、5 枚のテフラの中で最も広く分布している。V は淡褐色や白色を呈し、層厚は 1~2 cm と薄く、分布は東寄りに限られる。これら 5 枚のテフラは、保存状態が良好な泥炭層中でのみ認定され、周辺の台地上では確認されない。これらのうち、I, II, IV は多くの地点で確認されるので、泥炭地編年の指標として有効であると思われる。

降下軽石層の IV, V を同定する目的で、火山ガラスと斜方輝石の屈折率測定を、第 4

第1表 テフラの岩石記載

地点 ¹⁾	試料番号 ²⁾	採取方法 ³⁾	層厚 (cm)	斑晶鉱物組成 ⁴⁾	火山ガラス屈折率(n) range/(modal range)	斜方輝石屈折率(γ) range/(modal range)	対比 <備考>
Loc.6	a	B	2	opx>cpx <一部microcline入り, やや低精度>	1.502~1.508	1.708~1.713	桜島系?
Loc.8	b	O	8	opx>cpx (ho)	1.509~1.513	1.725~1.730	Kr-M
	c	O	2	opx>cpx	1.508~1.513	1.709~1.713	Sz-Tk2
Loc.9	d	O	2	opx>cpx (ho)	1.508~1.512	1.708~1.732 (1.725~1.730)	Kr-M 二次堆積
Loc.11	e	O	3	(opx>cpx)	1.508~1.512	1.717~1.729 (1.725~1.729)	Kr-M 二次堆積
	f	O	5	opx>cpx (ho)	1.508~1.514	1.725~1.730	Kr-M
	g	O	1	opx>cpx	1.508~1.513	1.709~1.714	Sz-Tk2
Loc.17	h	B	2	opx>cpx (ho)	1.508~1.511	1.724~1.730	Kr-M
Loc.18	i	B	1	opx>cpx	1.511~1.514 <microcline入り>	1.710~1.713	桜島系?
Kr-M (都城市高野)	上	O	140	opx>cpx (ho)	1.509~1.513	1.724~1.730	
	中	O		opx>cpx (ho)	1.508~1.511	1.724~1.730	
	下	O		opx>cpx (ho)	1.508~1.511 (1.509~1.511)	1.725~1.729	
Sz-Tk2 (垂水市高峠)		O	25	opx>cpx	1.508~1.515 (1.511~1.515)	1.709~1.712	

1)第2図に記入 2)第4図に記入 3)O:露頭 B:ハンドボーン グ 4)opx:斜方輝石, cpx:単斜輝石, ho:角閃石

図の a から i の 9 試料と模式地で採取した標準試料について行った (第 1 表) . 模式地の標準試料について述べる. Kr-M は斑晶鉱物として斜方輝石, 単斜輝石に加え, 角閃石を少量含有するのに対して, Sz-Tk2 は斜方輝石, 単斜輝石のみで角閃石を含まない. 火山ガラスの屈折率は, Kr-M : 1.508~1.511, Sz-Tk2 : 1.508~1.515 と近い値を示す一方で, 斜方輝石の屈折率は, Kr-M : 1.724~1.730, Sz-Tk2 : 1.709~1.712 とかなりの違いがある. つまり, Kr-M と Sz-Tk2 の対比は, 特徴鉱物である角閃石の含有と斜方輝石の屈折率により行うことが可能である. これらのことから, IV にあたる b, f, h は Kr-M と, V にあたる c, g は Sz-Tk2 と同定された. また, 模式地の Kr-M は下部から上部まではほぼ均質で, 有意の差異は見られない. なお, d, e は Kr-M の二次堆積であると考えられ, a, i は桜島起源と思われるものの, 対比は決定できなかった. すなわち, IV : Kr-M, V : Sz-Tk2 と同定できたわけだが, とくに Kr-M は, 斜方輝石の屈折率が類例の乏しい値を示すため, 確実度の高い同定が可能である.

一方, スコリア層はすべて開聞岳起源と考えられるが, それらの岩石記載的方法による対比は難しい. 層位関係などから, I : Km12a, II : Km9c (藤野・小林, 1997) と対比される可能性が高い.

これらのテフラの年代は, それぞれ I : Km12a が A.D.874 年 (桑代, 1967) , II : Km9c が 2ka (藤野・小林, 1997) , IV : Kr-M が 4.2ka (奥野, 1996) , V : Sz-Tk2 が 4.5ka (Okuno, 1997) と報告されている.

上記をまとめると, 肝属平野の泥炭層中に挟在する 5 枚のテフラ層のうち, 今回明らかにできた 4 枚の層序は, 下位から Sz-Tk2 (4.5ka) , Kr-M (4.2ka) , Km9c (2ka) , Km12a (A.D.874 年) である. また, 層位が近接しているためこれまで不明であった, Sz-Tk2 と Kr-M の層位関係についても併せて明らかにすることができた.

2) 泥炭層基底の年代

Loc.2, 5, 8, 17 の 4 地点 (第 2 図) において, AMS¹⁴C 年代測定法により泥炭層基底年代値を求めた (第 2 表) . 試料の層位は, ハンドボーリングで採取できたコアのうちで最下底の泥炭である (第 4 図) . 年代値は, 試料 A (Loc.2) : 5,130±80yrBP (NUTA-5590) , 試料 B (Loc.5) : 5,580±80yrBP (NUTA-5589) , 試料 C (Loc.8) : 4,930±70yrBP (NUTA-5789) , 試料 D (Loc.17) : 3,620±90yrBP (NUTA-5787) と得られた. このうち, Loc.17 の試料 D については, 約 80 cm 上位に Kr-M (4.2ka) が同定されており, 年代が逆転している. 何らかの理由によって若い値が出てしまったものと思われる. これ以外は, テフラの年代値から見て整合性のある値である. この後の議論においては, 試料 D の年代値は採用しないことにする.

第2表 泥炭層基底のAMS¹⁴C年代値

試料番号 ¹⁾	試料	地点 ²⁾	採取高度 ³⁾ (m)	C (%)	N (%)	C/N 比	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	¹⁴ C年代 (yrBP)	測定番号 (NUTA)
A	泥炭	Loc.2	6.3	-	-	-	-22.4	5,130±80	5590
B	泥炭	Loc.5	2.9	-	-	-	-28.5	5,580±80	5589
C	植物片	Loc.8	2.8	12.9	0.56	23.2	-26.2	4,930±70	5789
D	植物片	Loc.17	1.3	5.0	0.32	15.6	-27.9	3,620±90	5787

1)第4図に記入

2)第2図に記入

3)1/5000国土基本図による

IV. 肝属平野の形成史

1. 砂州の形成時期

1) 大塚砂州

大塚砂州の砂州堆積物上に Ik-P が一次堆積していること、その軽石層および Ik-ash を介した直上には、概ね泥炭、腐植土、砂丘砂といった非海成堆積物がのることから、Ik-P は汀線付近のほぼ乾陸上に堆積したものであって、大塚砂州は Ik-P の堆積直後に離水したことが明らかである。つまり、大塚砂州の形成時期は Ik-P の噴出年代と等しく、5,500~5,700yrBP であると言える。Ik-P 堆積当時の汀線は、大塚砂州の最も海岸寄りであったと考えられる。また、大塚砂州の突端部、中央部、基部、分岐砂州上において、同様の堆積層序を示すことから、全体の形成はきわめて近いことは明らかである。砂丘砂の被覆が大塚砂州の北部だけに限られることから判断すると、大塚砂州の形成過程は、シラス台地に繋がる北端を基部として、内陸側から海岸側に向かって南部ほど大きく前進し、北部の海岸線ほど安定していたものと推定できるが、前述の砂州全体の形成期の近接性を考え合わせると、大塚砂州の形成速度そのものが速かったと言える。このように、一般に数時間から数日の間に地表面を被覆するテフラは、砂州形成のような短期間の地形変化を論じる上で有効である。

Ik-P 噴出当時、すなわち 5,500~5,700yrBP の相対的海面高度は、Ik-P が直接覆う浜堤・後浜堆積物頂面高度から、およそ+3~5 mにあったと考えられる。なお、長岡ほか(1991)は予察的に、大塚砂州を約 6,000 年前の完新世の最高位面と対比し、その海成層の上限高度は 6~5m と述べている。

2) 横瀬砂州

横瀬砂州の形成時期を直接示すデータは今のところ得られていないが、大塚砂州 (5.5～5.7ka) の年代と横瀬砂州背後の湿地堆積物中に挟在するテフラの年代から、その形成時期を推定することができる。横瀬砂州上の砂採取場では Ik-P が確認されなかったこと、横瀬砂州は堤間湿地を挟んで大塚砂州よりも海岸側に位置しており、大塚砂州の形成期はシラス台地の海食後退期に相当する可能性が高いことから、横瀬砂州の形成は大塚砂州よりも後である。また、横瀬砂州背後の Loc.19 の泥炭層中に Kr-M が堆積していることから、少なくとも 4.2ka よりも前に形成されていたことは確実である。これらのことから、横瀬砂州の形成時期は、約 5,500～4,500 年前の間に入ると考えられる。

2. 泥炭地の継続期間

泥炭層基底の AMS¹⁴C 年代が示すように、後背湿地における泥炭の生成は、早いところでは Ik-P の年代とほぼ等しい約 5,600yrBP ごろから、遅くとも約 5,000yrBP までには開始している。すなわち、肝属平野では約 5,000yrBP までには後背湿地と自然堤防の原型が出来上がっており、後背湿地は泥炭が広く生成されるような環境に変遷していたと考えられる。また、泥炭の生成は海面変化とも密接に関連する。Loc.5, 8 における泥炭層基底の高度はそれぞれ 2.9 m, 2.8 m (第 2 表) であるが、これらは得られた年代当時の海面高度にほぼ近い値を示すものと思われる。一方、堤間湿地における泥炭の堆積開始時期は、その前面での砂州の形成と大きな関連がある。現段階では、堤間湿地における泥炭層基底年代値や横瀬砂州、志布志砂州の形成期を直接示すデータがともに得られていないため、具体的に議論することはできないが、両者の関連性を押さえることは重要な課題である。

泥炭層中に挟在するテフラの年代から、泥炭層の堆積、言い換えれば、湿地環境は少なくとも約 1,100 年前 (Km12a の年代) までという長期間にわたって継続していたことが明らかである。このことは、肝属川の河道が安定していたことおよび土砂運搬量が少なかったことを示唆する。すなわち、阪口 (1974) が指摘している泥炭地河川の流路の安定性は肝属平野においても確認される。

3. 完新世中期以降における低地の形成史

縄文海進により湾入していた内湾が、大塚砂州によって湾口部を閉塞され、ラグーン化したのは、約 5,500～5,700yrBP である。それに引き続いて、ラグーンから泥炭が生成されるような湿地環境に変遷したのは、Ik-P 堆積直後から約 5,000yrBP 頃にかけてであり、ラグーンの継続時期は長くなかった。その一方で、湿地環境は少なくとも 1,100 年前までという長期間にわたって継続していた。つまり、大塚砂州背後の曲流平野部では、ラグーンから湿地環境へ変遷する際に形成された自然堤防と後背湿地の枠組みにそった静穏な地形発達が、完新世後期を通して続いてきたと言える。

V. まとめ

南九州大隅半島に位置する肝属平野について、砂州堆積物および泥炭層中に含まれるテフラと泥炭層基底の AMS¹⁴C 年代にもとづき、完新世中期以降の低地の形成史を明らかにした。

縄文海進で湾入していた内湾が、大塚砂州により閉塞されてラグーン化したのは、大塚砂州の砂州堆積物上限に堆積する Ik-P の噴出年代から 5.5~5.7ka であり、その当時の相対的海面高度は+3~5 m である。一方、泥炭層中に認定された 5 枚のテフラ層のうち 4 枚が、下位から Sz-Tk2 (4.5ka), Kr-M (4.2ka), Km9c (2ka), Km12a (A.D.874 年) と対比される。泥炭層基底の ¹⁴C 年代も併せると、ラグーンから泥炭が生成される湿地環境に変遷したのは、Ik-P 堆積直後から 5ka にかけてであり、その後は少なくとも 4,000 年間にわたって湿地環境が継続していたと言える。

今後、さらに泥炭地、砂州・砂丘列の編年を詳細に行うと同時に、両者の形成過程の関連性を捉える必要がある。また、本平野の地形発達には降下テフラが大きな影響を及ぼしており、テフラ自体の二次堆積およびテフラが誘発した植生破壊、土壌浸透能の低下(竹下, 1987)に伴う侵食作用の活発化などに着目して、沖積層の再検討を行うことも重要であると考えられる。このような課題に取り組むにあたって、AMS¹⁴C 年代測定法をはじめとする高精度な年代測定は必要不可欠である。

謝辞

本研究は、筆者の一人永迫が 1997 年 1 月に鹿児島大学法文学部へ提出した卒業論文をベースとして、それに継続調査・分析を加えたものである。

本研究を行うにあたり多くの方々にお世話になった。東京大学の米倉伸之先生、名古屋大学の海津正倫先生からは御助言をたまわった。鹿児島大学の梶和代さん、西本智之さんにはいろいろと御協力いただいた。永迫の友人である坂元知弘・美穂夫妻には現地調査時にお世話になった。圃場の所有者の方々からは快くハンドボーリング実施を許可していただき、大崎町社会教育課の皆さんには調査の便宜を計っていただいた。灌漑用水路工事現場の皆さんには地層観察を許可していただいた。また、建設省、鹿児島県、各市町村、地質コンサルタント会社の方々には、資・試料や情報の収集でお世話をかけた。記して感謝の意を表する次第である。

引用文献

- 藤野直樹・小林哲夫（1997）開聞岳火山の噴火史. 火山, 42 : 195-211
- 鹿児島県企画部統計課（1997）鹿児島県統計年鑑. 鹿児島県統計協会
- 鹿児島県地質図編集委員会（1990）鹿児島県地質図. 徳田屋書店鹿児島地図センター
- 海上保安庁水路部（1982）沿岸の海の基本図（5万分の1）志布志湾.
- 貝塚爽平（1992）平野と海岸を読む. 142p. 岩波書店
- 北川浩之・中村俊夫・福沢仁之（1995）水月湖湖底・年稿堆積物のAMS¹⁴C年代.
名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, VI : 27-42
- 桑代勲（1967）新时期ロームのうち（A）開聞火山噴出物について（その2）-薩摩半島中南部の火山噴出物（3）. 知覧文化, 4 : 72-94
- 町田洋・新井房夫（1992）火山灰アトラス. 276p. 東京大学出版会
- Moriwaki,H.（1992）Late Quaternary Phreatomagmatic Tephra Layers and Their Relation to Paleo-sea Levels in the Area of Aira Caldera,Southern Kyushu,Japan. *Quaternary International*,13/14 : 195-200
- 森脇広（1994）桜島テフラ-層序・分布と細粒火山灰層の層位-. 文部省科学研究費（一般研究C）. 研究成果報告書「鹿児島湾周辺における第四紀後期の細粒火山灰層に関する古環境学的研究」, 1-20
- 長岡信治・前杵英明・沖野郷子（1991）九州・パラオ海嶺の沈み込みと九州南東部の第四紀地殻変動. 号外地球, 3 : 167-173
- 成尾英仁・小林哲夫（1980）池田カルデラの火山活動史. 火山, 25 : 306
- 大矢雅彦・市瀬由自・和島誠（1959）志布志湾岸の平野地形第1報-海岸砂丘を中心として-. 資源研彙報, 49 : 39-49
- 大矢雅彦・市瀬由自（1960）志布志湾岸の平野地形第II報-砂洲及び海岸砂丘を中心として-. 資源研彙報, 52/53 : 84-92
- 奥野充（1996）南九州の第四紀末テフラの加速器¹⁴C年代（予報）. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, VII : 89-109
- Okuno,M.（1997）Accelerator Mass Spectrometric Radiocarbon Chronology during the Last 30,000 Years of the Aira Caldera,Southern Kyushu,Japan.
Summaries of Researches Using AMS at Nagoya University , VIII : 183-221
- 奥野充・成尾英仁・中村俊夫・小林哲夫（1996）南九州, 池田湖テフラ層に関連する試料の加速器¹⁴C年代. 名古屋大学古川総合研究資料館報告, 12 : 49-55
- 阪口豊（1960）肝属平野の泥炭層について. 資源研彙報, 52/53 : 93-95
- 阪口豊（1974）泥炭地の地学-環境の変化を探る-. 329p. 東京大学出版会
- 竹下敬司（1987）広域火山活動に起因する土壌浸透能の変化とそれに伴う山地の地形変化過程. 地形, 8 : 227-248

The Formation of the Kimotsuki Lowland, Southern Kyushu on the Basis of Tephrochronology and AMS ^{14}C Dating

Toshiro NAGASAKO

*Graduate Student, Department of Geography, University of Tokyo,
7-3-1, Hongo, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0033, Japan*

Mitsuru OKUNO

JSPS Research Fellow, Nagoya University, Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-8602, Japan

Hiroshi MORIWAKI

*Faculty of Law, Economics and Humanities, Kagoshima University,
1-21-30, Korimoto, Kagoshima 890-0065, Japan*

Fusao ARAI

Professor Emeritus, Gunma University, 4-23-6, Hiyoshi-cho, Maebashi 371-0017, Japan

and

Toshio NAKAMURA

Dating and Materials Research Center, Nagoya University, Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-8602, Japan

Abstract

This paper discusses the formation of the Kimotsuki Lowland, southern Kyushu, during the middle and late Holocene, based on tephrochronology and AMS ^{14}C dating. The results are as follows.

The most landward barrier was formed 5,500~5,700 years ago, turning a bay invaded by the Holocene transgression into a lagoon. The altitude of relative sea level at that time is 3-5m above the present sea level. Five tephra layers are interbedded in the peat layers, four of which are identified with Sakurajima-Takatoge2(4.5ka), Kirishima-Miike(4.2ka), Kaimondake-9c(2ka) and Kaimondake-12a(A.D.874) from older to younger. Some AMS ^{14}C dates obtained from basal peat, together with these tephtras, indicate that the accumulation of peat began 5,600 to 5,000 years ago and lasted at least for 4,000 years.

Keywords : Late Holocene , Kimotsuki Lowland , Barrier , Peatland ,
Tephrochronology , AMS ^{14}C date