

関東山地北縁部のいわゆる跡倉層の砂岩

武井 暁 朔*

Sandstones of the so-called Atokura Group in the northern area of the Kanto Mountains, central Japan

Kensaku Takei*

Abstract Mesozoic sediments, the so-called Atokura Group, are distributed in the northern area of the Kanto Mountains, and their origin was disputed in the 1940's. Many studies since the 1960's maintained that these Mesozoic sediments were Cretaceous in age, and that many of them were klippe locally associated with granitic rock bodies (Atokura Klippen).

Sandstones of the Cretaceous formations of the Shimonita and Yorii-Ogawa areas have been studied petrographically, and their provenance and some problems related to deposition and tectonics are discussed here. The results are as follows.

(1) In the sediment source region, granitic rocks, sedimentary rocks, crystalline schists and eruptive rocks existed. Among them, granitic rocks, at least of the Atokura Formation (Urakawan) and the Tochiya Formation (Upper Cretaceous), correspond in part to the granitic rock bodies forming klippe associated with the Cretaceous formations, though unknown granitic rocks may also have been a source of the rocks. Crystalline schists, especially of the Nakanokaya Formation (Gyliakian), perhaps correspond largely to the Sanbagawa metamorphic rocks of the northern Kanto Mountains.

(2) In the Lower member of the Atokura Formation of the Shimonita area, sandstones mostly consist of clastics derived from granitic rocks, and might have been deposited close to the source region.

(3) The Tochiya Formation of the Yorii-Ogawa area may correlate to the Upper member of the Atokura Formation of the Shimonita area, for they display a close resemblance in mineralogical compositions of sandstones, as well as in the mode of stratification.

(4) On the basis of distinctive features of the sandstones of both formations, not only the Atokura Formation of the Shimonita area, but also the Tochiya Formation of the Yorii-Ogawa area probably belong to the Atokura Klippen.

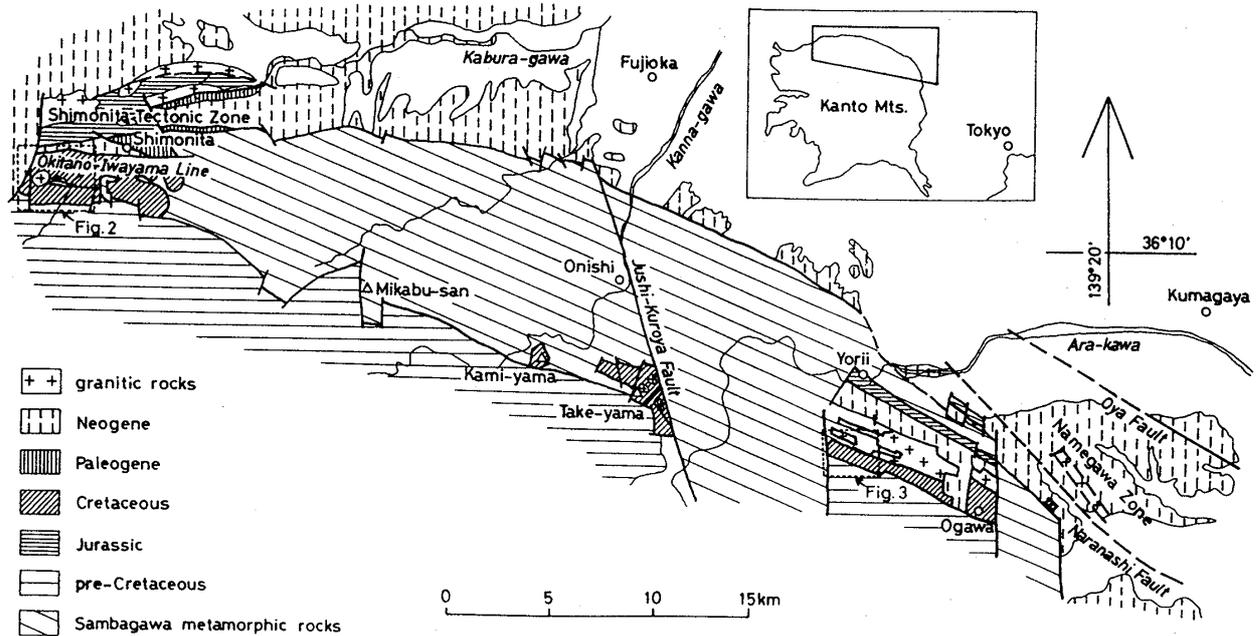
Key words: petrography of sandstone, Cretaceous, Atokura Group, Atokura Klippen, Kanto Mountains

はじめに

関東山地北縁部には、跡倉礫岩とか“跡倉層”の名で知られる、白亜紀の岩体がある。この岩体については、特殊な火成岩か、異地性の堆積岩か、といっ

た問題が、1940年代に、杉山(1943)と藤本(論文は、藤本ほか、1953)との間で議論された。1960年代以降の研究によって、いわゆる跡倉層は、白亜紀(とくに後期)の堆積岩であること、クリッペおよび原地性の両岩体が存在すること、といった見解が多くなってきたが、クリッペのハイマートなどについては、いまだに議論が多い。

* 佼成学園高等学校, Kosei Gakuen Senior High School, Suginami-ku, Tokyo 166, Japan.



第1図. 関東山地北縁部の地質図および調査位置。

本論では、これまでに系統的にふれられたことのない、“跡倉層”の碎屑物の供給源について、砂岩の鉱物組成にもとづいて検討する。同時に、堆積環境や構造発達と関連する問題についても考察する。

なお、本研究を発表する機会をあたえていただいた、山口大学の君波和雄博士をはじめ、「変動帯の砂岩」総研の関係者のかたがたに厚くお礼申し上げます。

地質の概要

“跡倉層”と通称される白亜系(以後、単に白亜系と呼ぶ)は、一般に関東山地の三波川帯の南縁部に分布するが、一部は秩父帯の北縁部にもみられる。しばしば、この白亜系に密接に伴って、花崗岩類が分布する。このうち原地性の白亜系を除き、クリッペをなす白亜系、花崗岩類などを総称して、跡倉クリッペ(ナップ)とも呼ばれる。

白亜系は、関東山地北縁部に連続的に分布するわけではなく、西方の下仁田地域、中部の神山～岳山地域、東方の寄居～小川地域、の3地域に認められている。本論ではこのうち、下仁田地域と寄居～小川地域をとりあつかう。つぎに、両地域の白亜系の概要を記述しておく。

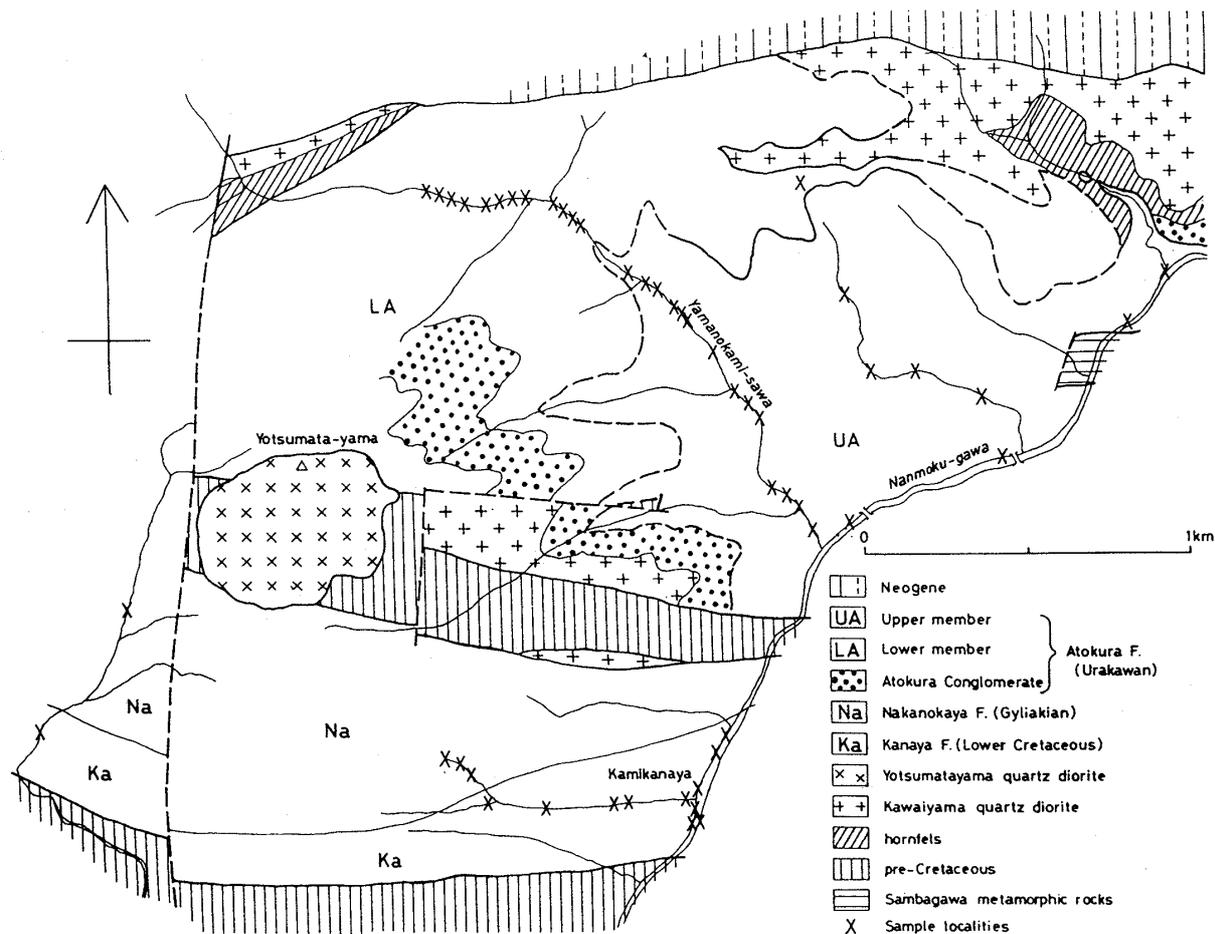
下仁田地域 下仁田地域の白亜系は、他の地域に比べて最も分布が広く、三波川帯から秩父帯の北縁にかけて分布する。新井ほか(1963)による地質図と

層序区分および層相を第2図と第1表に示す。新井ほか(1963)によると、白亜系のうち、秩父帯の北縁に分布する葉屋層と中の萱層は、北に急傾斜し、南北を高角度の断層でかぎられており、原地性である。これに対し、三波川帯に分布する跡倉層は、構造はゆるく、地層はしばしば逆転しており、クリッペである。新井ほか(1966)は、このクリッペのハイマートを、三波川帯の北に隣接する下仁田構造帯と考えた。以下に、新井ほか(1963)にしたがひ、累層ごとに簡単に記述する。

葉屋層(下部白亜系)は、層厚約350mで、灰色中粒の砂岩と暗灰色～黒色泥岩を主とし、しばしば10～30cmの互層をなす。下半では砂岩が多い。砂岩には級化成層が認められることがある。化石としては、二枚貝・植物片などがあるが、同定できない。

中の萱層(ギリヤーク統)は、葉屋層を不整合におおう。層厚は最大450m。暗灰色～黒灰色泥岩を主とし、灰色の細～粗粒砂岩を伴う。基底に分級のよくない礫岩があり、礫径は一般に5～10cm、最大20cmに達する。礫種は第2表に示したとおりである。化石としては、*Inoceramus* cfr. *teshioensis*, *I.* cfr. *uwajimensis* var. *yabei*, *Acanthotrignonia* cfr. *dilapsa*のほか、同定不能な二枚貝・アンモナイト・ウニなどがある。

跡倉層(浦河統)は、川井山石英閃緑岩やそれに伴うホルンフェルスをもつ不整合におおい、これらの岩体



第2図. 下仁田地域の白亜系の地質図および砂岩採集地点. 地質図は, 新井ほか(1963)を一部改訂.

とともにクリッペをなす地層である。跡倉層は、跡倉礫岩、跡倉層下部層、および跡倉層上部層に分けられ、跡倉層下部層は同上部層に衝上断層で乗っている。跡倉層を構成するこれら3者の層序的關係は野外では確認されないが、分布や層相から総合的に判断して一連の累層であり、跡倉層下部層は同上部

層の下部の一部と、また跡倉礫岩と同時異相と考えられる。跡倉礫岩は、直径20~30cm、ときにそれ以上に及ぶ礫を含み、分級はよくない。礫は一般にかなり変形している。礫種は第2表に示したとおりである。跡倉層下部層は、粗粒砂岩を主とする地層で、泥岩を伴う。砂岩には、跡倉礫岩にみられるのと同

第1表. 下仁田地域の白亜系の層序(新井ほか, 1963, による)。

跡倉層 (浦河統)	{ 上部層: 砂岩・泥岩互層 (単位10~30cm) 下部層: 砂岩を主とする。 跡倉礫岩 }	} クリッペ (衝上断層で三波川 変成岩類の上に乗る)
~~~~~ 不整合 ~~~~~		
ホルンフェルス・川井山石英閃緑岩		
~~~~~ 不整合 ~~~~~		
中の萱層 (ギリアーク統) <450m>: 頁岩を主とする。 基底に礫岩 <20~30m>		
~~~~~ 不整合 ~~~~~		
叶屋層 (古白亜系) <350m>: 砂岩・泥岩互層 (単位10~30cm)		
~~~~~ 断層 ~~~~~		
先白亜系・三波川変成岩類		
		} 原地性

第2表. 下仁田および寄居～小川地域の白亜系の礫種組成. 下仁田地域は新井ほか(1963), 寄居～小川地域は小勝ほか(1970)にもとづき作製.

	下仁田地域		寄居～小川地域
	中の置層	跡倉礫岩	栃谷層
花崗岩	△	◎	◎
石英閃緑岩		◎	◎
石英斑岩			○
斑レイ岩	○	○	○
ホルンフェルス		○	
チャート	◎	○	○
砂岩	○	○	○
頁岩	○	○	○
石灰岩	○	○	○
"輝緑凝灰岩"	○	○	○

◎: 多い ○: 普通 △: 少ない

様な種類, 大きさの礫を含むことがある. 跡倉層上部層は, 灰色砂岩と暗灰色～黒灰色泥岩の10～30 cm単位の互層を主とする. 砂岩はしばしば級化が明瞭で, 底痕も認められる. 化石としては, 跡倉層下部層から植物, 同上部層から二枚貝・アンモナイト (*Scaphites* や *Polyptychoceras* に類似)・ウニなどが得られているが, 同定不能である.

寄居～小川地域 この地域の白亜系は, 栃谷層(前田, 1954; 小勝ほか, 1970)と呼ばれている. 栃谷層(上部白亜系)は, 三波川帯の南縁に分布し, 北側は同帯の岩石や金勝山石英閃緑岩と, 南側は秩父帯の岩石と, それぞれ高角度の断層で接する.

小勝ほか(1970)によると, 栃谷層は青灰色, 中粒～粗粒の砂岩と黒色の泥岩の互層が多いが, 礫岩もみられ, 層厚は200～500mである. 砂岩には, 一般に級化成層が認められる. 礫岩の礫径は10 cm以下で, 分級がよくない. 礫種は第2表に示したとおりである. NW-SEの軸をもつ向斜構造を示す. 化石としては, 最近, 渡辺ほか(1990)により放散虫 (*Holocryptocanium* cfr. *burbi*, *Amphipyndax*? sp., *Archaeospongoprimum*? sp.)・二枚貝 (*Nucula* sp., *Propeamusium* sp., *Astarte*? sp.)・アンモナイト (dipromoceratid) などが報告されている.

砂岩の岩石記載

1. 研究方法

下仁田地域については, 上叶屋付近および山の神沢を中心として砂岩を採集した(採集地点は第2図

に示す). 寄居～小川地域については, 栃谷の沢を中心に砂岩を採集した(採集地点は第3図に示す).

採集した砂岩は, 1個につき1～3枚の薄片をつくり, 0.5 mm間隔に500点以上数え, 構成鉱物の百分率を求めた. なお, 寄居地域では小勝ほか(1970)の薄片を, いくつか使用させていただいた. 結果を第3表に示す.

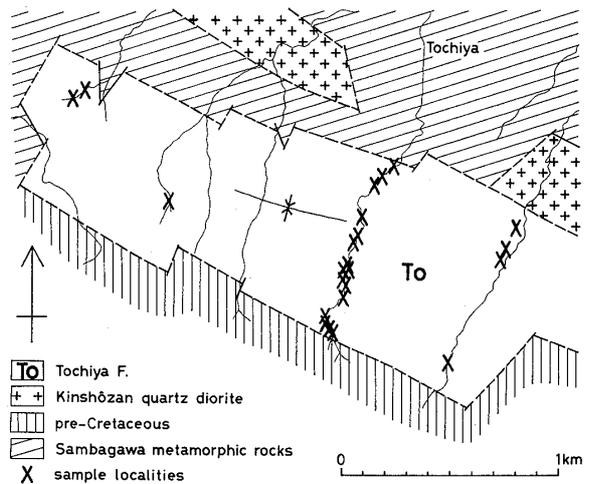
2. 砂岩の構成物

石英(単一結晶): 長石に次いで量が多い. ほとんど円磨されていない. 一般にに不定形であるが, 自形に近い短柱状で, 不規則な湾入をもつものもある. 石英には, 顕著な波動消光を示すものがあり, 同時に変形ラメラや変形バンドも認められる. pressure solutionにより不規則形を示す石英もある.

長石(単一結晶): 一般に最も量が多い. 正長石には, パーサイト構造が認められるものがある. 長石は曹長石～灰曹長石程度で, アルバイト集片双晶が少ない. 多かれ少なかれ, カリオン化, 絹雲母化, 方解石化などにより変質しており, もととの長石の性質を知るのが困難な場合も少なくない. 変質の程度は, 同一薄片内でも, 粒子ごとに著しく異なるのが普通である.

岩片: これまでの筆者の研究(武井, 1980; Takei, 1985)と同様に, 大きさの著しくは異なる鉱物が二つ以上(同種でも異種でも)組合わさっているものを, 岩片としてあつかった. 次のような種類が認められる.

花崗岩は, 粒状の石英・正長石・微斜長石・ミル



第3図. 寄居～小川地域の白亜系の地質図および砂岩採集地点. 地質図は, 小勝ほか(1970)より引用.

第3表. 下仁田および寄居～小川地域の白亜系の砂岩の組成.

		Quartz	Feldspars					Rock fragments										Clay matrix	Calcite	Heavy minerals	Number of samples
			Orthoclase	Microcline	Plagioclase	Myrmekite	Total	Granite	Quartz-porphry	Basic vol-canic rock	Crystalline schist	Sandstone	Mudstone	Limestone	Chert	Others	Total				
Atokura F.	Upper member	Observed range (%) 11.8 -33.1 Mean (%) 20.7	1.0 -10.9 4.7	16.8 -58.0 32.3	20.4 -60.2 37.2		<19.6 3.6	+	<4.4 +	<1.2 +		<1.1 +	<3.7 +	1.0 -16.6 5.6	1.0 -39.0 10.7	8.3 -42.1 25.7	<20.4 3.9	<7.9 1.8	35		
	Lower member	Observed range (%) 7.8 -17.2 Mean (%) 12.8	<9.5 3.1	21.7 -45.8 35.7	28.5 -49.5 39.1		11.8 -36.5 24.3	+	<1.0 +	+	+	+	<1.4 +	6.2 -20.1 15.3	18.6 -52.4 34.3	<9.8 4.0	<6.1 1.3	<7.8 3.7	16		
Nakanokaya F.		Observed range (%) 8.4 -16.5 Mean (%) 11.9	<2.1 1.4	9.3 -17.1 14.1	10.9 -18.3 15.5		<1.9 +	+	+	+	+	+	<5.7 3.5	<6.7 4.1	<12.0 8.4	26.3 -62.1 46.4	<44.1 15.9	<3.9 1.7	7		
Kanaya F.		Observed range (%) 10.0 -24.4 Mean (%) 16.0	1.8 -7.6 4.3	23.5 -47.3 30.1	25.6 -53.4 34.8		<10.8 3.2	+	<3.4 1.5	+	+	+	<6.4 2.1	1.5 -9.2 4.2	1.9 -28.3 11.6	16.2 -52.1 36.8		<3.1 1.2	18		
Tochiya F.		Observed range (%) 21.0 -41.2 Mean (%) 27.8	<9.3 5.0	13.4 -44.5 30.4	15.7 -48.7 35.6		1.1 -17.9 6.5	<1.1	<1.7	<1.6	<1.0	+	+	<1.3 4.1 -31.9 13.7	6.5 -38.6 20.9	<24.2 11.7	<15.3 +	<5.2 2.0	38		

+: < 1.0%

メカイト・酸性斜長石の、どれか2種以上の組み合わせのものであるが、黒雲母を伴う場合がしばしばみられる。

石英斑岩は、石英・正長石・酸性斜長石などからなる基質に、同種の鉱物の斑晶(～斑晶状鉱物)が認められる岩片をいう。斑晶(～斑晶状鉱物)は、自形を示すもの、融食されたもの、破壊されたとみられるもの、などさまざまである。基質は時に隠微晶質である。斑晶、基質ともに黒雲母が認められる場合がある。

塩基性火山岩は、短冊状の斜長石の集合体をいう。各斜長石の間は、方解石・暗色ガラス状物質・酸化鉄鉱物などでうめられている。

結晶片岩は、石英片岩、絹雲母片岩などが一般的だが、黒雲母片岩も跡倉層と栃谷層の砂岩において、いくつか認められた。

砂岩は、基質部に、粘土だけでなく、石英が多量に認められるものがある。泥岩は、塊状のものが多い。石灰岩は、ミクライト質である。

チャートは、細かな石英の集合体で、石英粒の大きさは一般に60 μ 以下である。石英粒の大きさが一般にこれより大きい場合は、後述の、石英の単純な集合体に含めた。

その他の岩片としたものの中には、石英の単純な集合体、長石の単純な集合体、小さな石英と斜長石(0.03～0.1 mm大)の単純な集合体、および微晶質～隠微晶質の鉱物の集合体で鉱物や岩石の判定が困難なものが含まれている。このうち前二者は、花崗岩の一部であったものが多いであろう。三番目の、小さな石英と長石の集合体は、ホルンフェルスが多いであろう。最後の種類の大部分は、凝灰岩や長石の変質物であろう。

重鉱物: ジルコン、ザクロ石、チタン石、褐レン石、緑レン石、ユウレン石、シソ輝石、普通輝石、普通角閃石、海緑石、緑泥石、黒雲母、白雲母、金紅石、燐灰石、不透明鉄鉱物、が認められた。

このうち、黒雲母は、ほとんどの砂岩に、1%前後認められる。多かれ少なかれ退色、あるいは緑泥石化しているが、比較的新鮮で赤褐色のものもある。周囲の砂粒の輪郭にそってまがっているものも多く、とくに跡倉層下部層で著しい。

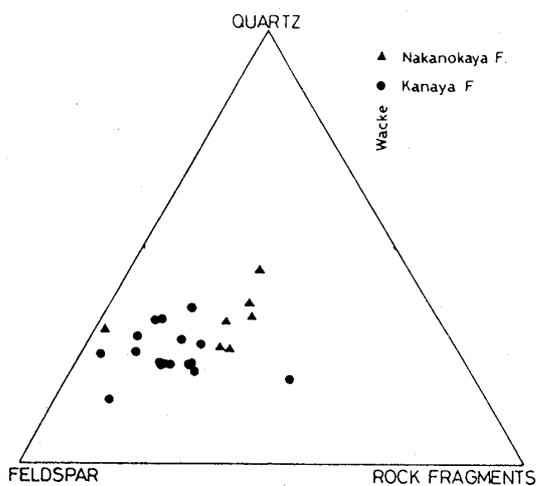
海緑石と不透明鉄鉱物の多くは、周囲の鉱物を切るなどの状況から、自生鉱物とみられるものがあるが、他の重鉱物は碎屑物と判断される。

基質と膠結物: 径20 μ 以下の鉱物粒を基質として扱った。大部分は粘土鉱物で、絹雲母や緑泥石に変わっている場合が多いようである。膠結物は一般に方解石であるが、砂粒の間の空隙をうめるだけでなく、個々の砂粒の一部あるいは全部を置換したような場合も見受けられる。

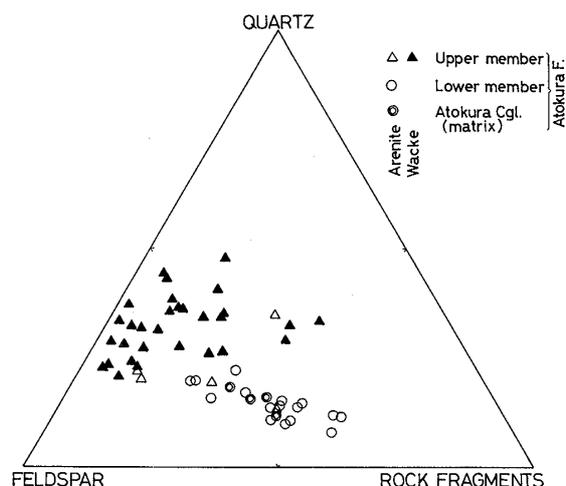
なお、両地域の白亜系は弱い変成作用を受けており、下仁田地域の跡倉層、および寄居～小川地域の栃谷層では、ブドウ石やパンペリー石が生じている(内田, 1966; 小勝ほか, 1970; 平島, 1984)。両地域とも、一般に、ブドウ石は脈をつくり、パンペリー石は斜長石を若干置換しているものの、砂岩の鉱物組成に著しい影響を与えるものではない。

3. 砂岩の組成の比較

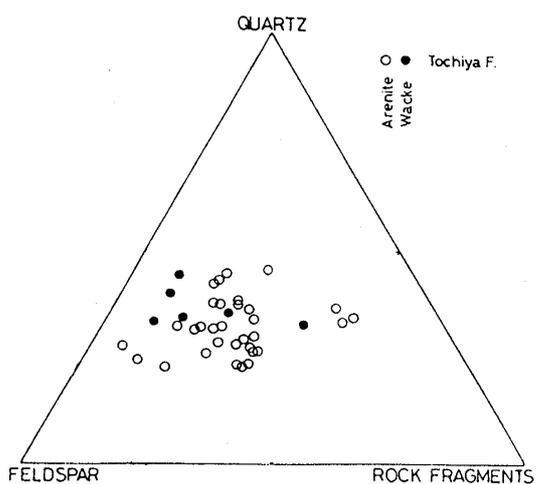
石英(単一結晶)・長石(単一結晶)・岩片、の3者を端成分とした三角図を作成した(第4～6図)。三角図上で、跡倉層下部層の砂岩は特徴的で、ほかの地層の砂岩とは分布位置が異なるだけでなく、石英と長石の比がほぼ一定している。図には、跡倉礫岩の基質の砂岩もいくつか加えてあるが、図上の分布



第4図. 下仁田地域の叶屋層および中の萱層の砂岩の三角図.



第5図. 下仁田地域の跡倉層下部層および同上部層の砂岩の三角図.



第6図. 寄居～小川地域の栃谷層の砂岩の三角図.

は、跡倉層下部層の場合と完全に重なっている。また、跡倉層上部層と栃谷層では、図上の分布がよく似ている。これに対し、叶屋層と中の萱層の砂岩は、跡倉層上部層や栃谷層の砂岩の分布域内にほぼはいるが、いくつかの試料を別にすれば、全体としてよりせまい範囲に分布する傾向がみられる。しかも、叶屋層と中の萱層の三角図上の分布は、互いにほとんど重複しないようである。このような三角図上の分布だけでなく、後述するように、叶屋層・中の萱層の砂岩と、跡倉層上部層・栃谷層の砂岩とでは、岩片砂粒の内容に相違がみられる。

基質量についてみると、叶屋層と中の萱層では15%以上を占め、すべてワッケ(岡田, 1968)に属す

る。これに対し、跡倉層下部層では基質はきわめて少なく、すべてアレナイト(岡田, 1968)である。跡倉層上部層と栃谷層では、ワッケもアレナイトもみられるが、栃谷層では概してアレナイトが多い。以下に、砂粒の鉱物組成についてくわしく検討してみよう。

石英(単一結晶)の量は砂岩の構成物全体でみると各層ごとに大きな違いはないが、砂粒についてだけみると、三角図にみられるように、跡倉層下部層で少ないのがめだつ。波動消光のいちじるしい石英は、跡倉層と栃谷層で多い。また、pressure solutionは跡倉層と栃谷層で一般的であるが、とくに跡倉層下部層に多い。

長石(単一結晶)は、砂岩の構成物全体でみると、中の萱層以外では量はあまり変わらないが、中の萱層では他層の半分くらいである。砂粒だけでみると、三角図にみられるように、叶屋層では50~70%と多く、中の萱層では30~50%でやや少ないが、他層では変化幅が大きく、跡倉層下部層で30~60%、同上部層で30~70%、栃谷層で20~60%である。跡倉層下部層と栃谷層では、長石の双晶面がずれたり、曲がったりしているものが多い。

岩片についてみると、砂岩の構成物全体でも、砂粒だけでも、跡倉層下部層でいちじるしく量が多い。なかでも花崗岩片が多い。第3表でその他とした岩片も多いが、その大部分は、石英の単純な集合体、および長石の単純な集合体であり、どちらも花崗岩からもたらされたものが多いとみられる。跡倉層下部層以外では、砂岩の構成物全体のなかで岩片

の占める割合が、栃谷層でやや多いが、他の3層ではあまりちがわない。叶屋層と中の萱層では、跡倉層や栃谷層よりもチャート片の量が多く、ホルンフェルスから由来した場合が多いと思われる小さな石英と長石の集合体は、ほとんど認められない。また、中の萱層では、花崗岩片がきわめて少ない。

重鉱物の量は、跡倉層下部層で他層より多い。チタン石と緑レン石は、跡倉層と栃谷層では、量は少ないがほぼどの砂岩にも認められる。

砂岩の形成

1. 供給源

供給源の特徴を示し得る砂粒(かっこ内に示す)からみて、後背地には、次のような岩石が存在したと考えられる。なお、酸性斜長石の砂粒は、花崗岩類のほかにも、結晶片岩や石英斑岩からも供給され得るが、一般に粒度が小さく、大きいものの量は少ないであろう。

- (1) 花崗岩類(花崗岩, 正長石, 微斜長石, 酸性斜長石, ミルメカイト)
- (2) 堆積岩類(砂岩, 泥岩, 石灰岩, チャート)
- (3) 結晶片岩類(結晶片岩)
- (4) 噴出岩・半深成岩類(石英斑岩, 塩基性火山岩)

かっこ内に示した砂粒が、白亜系のほぼどの累層にも認められることからすると、以上の岩石は、白亜系堆積期間中ずっと供給源地に露出していたと考えられる。しかし、各種の砂粒の割合には、累層による差異が認められる。これは供給源となった同種の岩石であっても岩体が異なることや、同一岩体であっても供給源としての重要性が変化したこと、などを反映しているとみられる。こうした点について、次に検討してみる。

(1) 花崗岩類 関東山地北縁部には、三波川帯から北側の内帯にかけて、いくつかの花崗岩体がある。これらの花崗岩体のうち、内帯側のものは、古第三紀の放射年代を示す(高木ほか, 1989)。しかし、三波川帯に分布する花崗岩類は、跡倉層や栃谷層と密接に伴う異地性岩体であり、白亜紀前期および二畳紀の放射年代を示すことがわかってきた(小野, 1983; 端山ほか, 1990; 高木ほか, 1989)。第2表には、中の萱層の礫岩や跡倉礫岩、および栃谷層の礫岩の礫種として、新井ほか(1963)や小勝ほか(1970)が報告しているものを示した。これらのうち跡倉礫岩や栃谷層に含まれる石英閃緑岩の礫は、岩石学的

性質の類似性から、隣接する川井山石英閃緑岩や金勝山石英閃緑岩から由来したとみなされている。なお、両岩体は、放射年代からは二畳紀である。また、川井山石英閃緑岩は、跡倉層に不整合におおわれている(新井ほか, 1963)。したがって、川井山石英閃緑岩や金勝山石英閃緑岩が、跡倉層や栃谷層の砂粒の供給源の一つであったことはまず間違いない。白亜紀前期の放射年代を示す異地性岩体である四又山石英閃緑岩(高木ほか, 1989)も、供給源であった可能性があるが、現段階では確認はできない。

ところで、上述の供給源とみられる石英閃緑岩は角閃石が多く、黒雲母は少ないが、砂粒としては、角閃石がほとんどみられないのに、黒雲母はほぼどの砂岩にも認められる。このことは、黒雲母の方が、角閃石よりも、風化や層内溶解に対する抵抗が強いことを考慮しても、気になることである。後述する黒雲母片岩や石英斑岩からの供給も考えられるが、それらの岩石の黒雲母は小さいものが多い。したがって、クリッペのハイマートやその周辺の地域には、上記以外にも供給源となった花崗岩類があった可能性が考えられる。なお、跡倉礫岩や栃谷層に含まれる花崗岩礫は優白色(新井ほか, 1963; 小勝ほか 1970)なので、黒雲母の起源となった岩体との直接の関係は考えられない。これに関して、新井ほか(1963)は、川井山石英閃緑岩体中に、礫にみられるものとよく似た優白色花崗岩の部分があると述べている。

一方、叶屋層や中の萱層の供給源となった花崗岩類を特定することはむずかしい。中の萱層の花崗岩礫の岩石学的記載がなされていない現状では、跡倉層や栃谷層の供給源となった花崗岩類と共通している可能性も否定できず、今後の検討課題である。

(2) 堆積岩類 堆積岩類の供給源としては、白亜系の分布位置などからみて、秩父帯および内帯の堆積岩が考えられる。しかし、白亜系の各層ごとに、両地帯の供給源としての重要性の相違や変化を検討することは、現段階ではむずかしい。

(3) 結晶片岩類 結晶片岩の起源としては、三波川帯が考えられる。中の萱層の礫岩の礫種としてみられる緑色岩に、御荷鉾緑色岩とよく似ているものがあること(新井ほか, 1963; 武井, 1964)、中の萱層の礫岩の基質に、ローソン石、パンペリー石などが碎屑物として含まれていること(武井, 1964)などは、この推定を裏づける資料である。跡倉礫岩や栃谷層の礫岩にみられる斑レイ岩は、やはり、三波川

帯から由来したと考えられている(新井ほか, 1963; 小勝ほか, 1970). とくに, 三波川帯に接して分布し, 原地性と考えられる中の萱層に, 三波川帯起源と考えられる礫や砂粒が認められることからすると, 白亜紀中期には三波川変成岩が地表にあらわれていたことになる. このことは, 三波川変成岩の K-Ar 年代は, 白亜紀初期~末期の値を示すが, 白亜紀中期~末期の値は, 三波川変成岩の隆起時期を示すであろうという考え(植田ほか, 1977)とも整合的である.

ところで, 跡倉層と栃谷層の砂岩に, 黒雲母片岩が認められることは注目をひく. 黒雲母片岩は, 三波川帯にも存在するが(村井ほか, 1967; 田中・福田, 1974; 酒井, 1980), 砂粒としてみられる黒雲母片岩は, 黒雲母の量が多く, 三波川帯のものとは異なる可能性があり, 今後の検討が必要である.

(4) 噴出岩・半深成岩類 塩基性火山岩は, 秩父帯のいわゆる輝緑凝灰岩から由来したものが多くであろう. とところで, 石英斑岩とした砂粒は石英斑岩だけでなく, 流紋岩や酸性凝灰岩から由来したことも考えられる. 関東山地のすぐ北側には, 供給源となり得たようなこれらの種類の岩体は, 現在のところみあたらない. しかし, 足尾山地や西南日本一般の知識からみて, 関東山地の北側にも, 白亜紀の内帯の火山活動があったとすれば, この種の砂粒の供給源として考えやすい.

(5) 碎屑物の供給の変化 下仁田地域の各層の堆積物について, 各種の供給源からの供給量の相違をみると, 次のようなことが指摘できる.

- ① 堆積岩地域からの物質の供給は, 叶屋層と中の萱層では他層より多い.
- ② 花崗岩地域からの供給は, 跡倉層下部層でとくに著しく, 花崗岩地域以外からの供給はきわめて少なかった. これに対し, 中の萱層では, 花崗岩地域からの供給が, もっとも少ない.
- ③ 結晶片岩地域からの供給については, 明瞭な相違は認めがたいが, 礫岩なども参考にとすると, 跡倉層下部層で, 結晶片岩からの供給が特に少なかったと考えられる.

このような, 各層ごとの碎屑物供給の相違は, 年代ごとの, 後背地における岩石の露出状況や地形の変化を反映しているであろうが, 同時に供給源からの距離の相違などをも反映しているであろう. なかでも, 跡倉層(とくに跡倉層下部層)と他層との相違はかなり明瞭であり, 同層が他層とはかなり異なる

地質環境で堆積した可能性を示している.

2. 跡倉層の各部層および栃谷層の相互関係

跡倉層の各部層は, すでに述べたように, 野外において相互関係が十分にわかっているわけではない. また, 跡倉層と栃谷層は分布地域が離れていて, 化石などにより相互の年代関係がはっきりしているわけではない. この問題は, 本論文の主題というわけではないが, 関連する問題があるので, 砂岩の性質からみた場合どんなことがいえるか, 堆積環境とのかかわりも含めて, 考察しておく.

すでに述べたように, 跡倉層下部層の砂岩の鉱物組成はたいへん特徴的で, 石英・長石比が一定で, 花崗岩片の含有量が多い. また, 花崗岩以外の岩片は, 石英の単純な集合体と長石の単純な集合体以外は, ごくわずかである. これらのことは, 花崗岩の風化分解物が, ほとんど淘汰をうけずに, すなわち, 花崗岩露出地域に隣接した地域に堆積したためと考えられる.

ところで, 跡倉層下部層は, 粗粒で, 礫を伴い, 泥岩が少なく, 級化成層がはっきりしないなどの特徴があるが, これらは, “フラクソタービダイト”の特徴(Dzulynski *et al.*, 1959; Dzulynski & Walton, 1965)とも共通していることが注目をひく. この種の堆積物の生成機構の詳細はともかくとして, 堆積地域としては, 海底の斜面, あるいは海底扇状地でも供給源に近いところ, が考えられている(Mutti & Ricci Lucci, 1978; Pickering *et al.*, 1989).

一方, 跡倉層上部層では, 砂岩は一般に泥質で, 砂粒の鉱物組成はかなり変化し, 級化成層が明瞭な“タービダイト”が多い. したがって, 供給源からはかなり離れた地域の堆積物と考えられる.

これまで, 跡倉層下部層と同上部層は, 衝上断層で接してはいても, ほぼ上下関係にあると考えられているが(新井ほか, 1963), 両層の層相の違いが供給源からの距離の相違におおきくかかわっているとすれば, 両層は上下関係というよりも, むしろ同時異相の関係の可能性が考えられる.

つぎに, 跡倉礫岩についてみると, すでに述べたように, 跡倉礫岩の基質(砂岩)と跡倉層下部層の砂岩との三角図上の位置が全く重なる. 両者の地質図上の分布状態なども考慮するならば, 跡倉礫岩は跡倉層下部層と同時異相(新井ほか, 1963), あるいは跡倉層下部層に伴う堆積物と考えてよいであろう.

寄居地域の栃谷層についてみると, 砂岩の鉱物組成が, 下仁田地域の跡倉層上部層と似ているだけで

なく、成層状態も類似している。栃谷層の年代については、化石からは後期白亜紀としかいえない(渡辺ほか, 1990)が、上記の事実からみると、栃谷層と跡倉層上部層は同年代(浦河世)の可能性も考えられる。ただし、栃谷層ではアレナイトが大部分なのに、跡倉層上部層では、ワッケが多い。また、栃谷層では、礫岩がかなりみられるが、礫種や礫径などは、跡倉礫岩や跡倉層下部層の礫質部とよく似ている。こうしてみると、栃谷層は、跡倉層下部層と同上部層の両層に共通する面をもっており、いわば両層の中間的性格を示すようにも考えられる。

以上を総合的にみると、跡倉層上部層、同下部層、および栃谷層の供給源は基本的に同じであり、跡倉層下部層が供給源に最も近く、栃谷層、跡倉層上部層の順により遠い堆積場に対応する可能性がある。そうすると、本論では扱わなかった、神山～岳山地域のクリッペをなす白亜系も、これまでの記載(たとえば、飯島, 1964)を参考にすると、跡倉層や栃谷層と同年代の可能性があり、今後の検討が望まれる。

3. 構造発達と関連した若干の問題

(1) 下仁田地域の跡倉層および寄居～小川地域の栃谷層については、クリッペ問題に関連したさまざまな見解がある。クリッペでないという立場からは、跡倉層についてはほぼ原地性(内田, 1961, 1962)、栃谷層については原地性(小勝ほか, 1970; 渡辺ほか, 1990)といわれる。

クリッペであるという立場では、ハイマートを北方に求める意見(新井ほか, 1966; 小坂, 1979; 小野, 1985; 柴田・高木, 1985; 端山, 1991)と、南方(の黒瀬川構造帯)に求める意見(平島, 1984)がある。北方のハイマートにしても、具体的には、例えば阿武隈帯(柴田・高木, 1989)、古領家帯(端山, 1991)など、さまざまである。

ところで、砂岩の性質にもとづいて、跡倉層と栃谷層が共にクリッペであるとみた方がよい事実がある。まず、下仁田地域についてみると、叶屋層・中の萱層と、跡倉層の砂岩の組成の相違は明瞭である。これは、すでに述べたように、前2者と後者との、砂岩の生成した地質環境の相違を反映しているとみることが可能である。

次いで、跡倉層の石英砂粒では、叶屋層・中の萱層の場合と異なり、波動消光や pressure solution がいちじるしいこと、同時に長石砂粒の変形がいちじるしいといった特徴がある。これは、堆積後に大き

な圧縮を受けたことを示している。

一方、寄居～小川地域の栃谷層の砂岩にも、下仁田地域の跡倉層にみられるような性質、すなわち、石英や長石の砂粒のいちじるしい変形が認められる。また、すでに述べたように、栃谷層と跡倉層とは、砂岩や礫岩の性質からみて、供給源が同様であるばかりでなく、同時異相の可能性が高い。

上述の、砂岩の特性やそれに関連して想定されることは、叶屋層・中の萱層が原地性であるのに対し、跡倉層および栃谷層が共にクリッペであるとみることにより、よく説明できる。しかし、今回の研究からは、クリッペのハイマートを特に議論し得るような資料は得られなかった。

(2) 最近、砂岩組成とプレートテクトニクスとの関係が、しばしば問題にされる。そこで、本論で取り扱った砂岩について、Maynard *et al.*(1982)やDickinson(1985)の示した三角図と比較してみよう。もっとも、これらの研究は、筆者の測定方法と若干異なる点があるが、三角図を比較できないほどではない。まずDickinson(1985)の三角図についてみると、basement uplift ならびに火山弧にほぼ相当する。basement uplift とは、リフトや横ずれ断層に沿う地帯の堆積物とされている。また、Maynard *et al.*(1982)の区分と比較すると、かなりの部分が、横ずれ断層地域と共通している。

このような砂岩組成と構造的状態との関連が、そのまま本邦の砂岩に適用できるかどうかといった問題はあるが、本論で扱った砂岩が、横ずれ断層に伴う堆積盆と関連するかもしれないことは興味深い。すでに、関東山地内部の山中部溝帯が、横ずれ断層に伴う堆積盆であるという指摘がある(Sekiyama *et al.*, 1984; Takei, 1985; 久田ほか, 1987)ことからすると、山中部溝帯と年代的に重複する部分のある下仁田(～寄居)地域の白亜系が、横ずれ断層に伴う堆積盆に形成されたということは、ありそうなことである。

おわりに

本論文では、関東山地北縁部に分布する白亜系(いわゆる跡倉層)のうち、西部の下仁田地域、および東部の寄居～小川地域の砂岩について、砂粒の鉱物組成にもとづいた検討を行った。その結果は、つぎのようにまとめられる。

(1) 白亜系の碎屑物の供給源としては、花崗岩類、堆積岩類、結晶片岩類、および噴出岩類が認め

られる。このうち、花崗岩類は、少なくとも下仁田地域の跡倉層(浦河統)および寄居～小川地域の栃谷層(上部白亜系)に関しては、白亜系にともなってクリッペをなす花崗岩類がその一部であることは間違いなさそうであるが、他にも供給源となった花崗岩類が存在した可能性が考えられる。結晶片岩類は、とくに下仁田地域の中の萱層(ギリヤーク統)では、三波川帯に属するものが多いであろう。

(2) 供給量の変化についてみると、中の萱層では、花崗岩地域からの供給がかなり少ない。これにたいし、跡倉層下部層は、ほとんど花崗岩地域からの供給物で構成されており、砂粒の石英/長石比はほぼ一定である。

(3) 跡倉層下部層は、上記の鉱物組成の特徴に加え、“フラクソタービダイト”の性質を示すことからみて、供給源に近い海底の堆積物と考えられる。

(4) 寄居～小川地域の栃谷層は、下仁田地域の跡倉層上部層と、砂岩の鉱物組成がよく似ており、成層状態なども類似していることから、同年代の可能性がある。

(5) 下仁田地域の跡倉層、および寄居～小川地域の栃谷層は、原地性の白亜系と比べて砂岩の鉱物組成が異なり、砂粒の変形がいちじるしいことなどから、ともにクリッペである可能性が高いが、そのハイマートについてはさらに検討が必要である。

文 献

- 新井房夫・端山好和・林 信悟・細谷 尚・井部 弘・神沢憲治・木崎喜雄・金 今照・高橋 洌・高橋武夫・武井暁朔・戸谷啓一郎・山下 昇・吉羽興一, 1963, 群馬県下仁田町の跡倉礫岩を中心とする地質学的研究. 地球科学, no. 64, 18-31.
- 新井房夫・端山好和・林 信悟・細谷 尚・井部 弘・神沢憲治・木崎喜雄・久保誠二・中島孝守・高橋 洌・高橋武夫・武井暁朔・戸谷啓一郎・山下 昇・吉羽興一, 1966, 下仁田構造帯. 地球科学, no. 83, 8-24.
- Dickinson, W.R., 1985, Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In Zuffa, G. G., eds, *Provenance of arenites*, Reidel, Dordrecht, 333-361.
- Dzulynski, S. and Walton, E.K., 1965, *Sedimentary features of flysch and greywackes*. Elsevier, Amsterdam, 274p.
- Dzulynski, S., Książkiewicz, M. and Kuenen, Ph.H., 1959, Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **70**, 1089-1118.
- 藤本治義・渡部景隆・沢 秀生, 1953, 関東山地北部の推し被せ構造. 秩父科博研報, no. 3, 1-41.
- 端山好和, 1991, 古領家古陸の復元. 地質雑, **97**, 475-491.
- 端山好和・柴田 賢・内海 茂, 1990, 関東山地北縁の2・3の岩石の放射年代. 地質雑, **96**, 319-322.
- 平島崇男, 1984, 関東山地北東部, 寄居地域の緑色岩メランジュ. 地質雑, **90**, 629-642.
- 久田健一郎・荒井章司・宮田隆夫, 1987, 関東山地山中地溝帯南縁部における蛇紋岩岩体の分布とそのテクトニックな意義. 大阪教育大紀要, 自然科学, **36**, 129-134.
- 飯島治男, 1964, 女岳・男岳付近のいわゆる跡倉層について(第1報). 秩父科博研報, no. 12, 29-35.
- 小勝幸夫・小林洋二・渋谷 紘・武井暁朔・竹内敏晴・角田史雄・堀口萬吉・町田二郎・村井武文・吉田弘安・吉羽興一, 1970, 埼玉県寄居町付近の中生代後期の地層・岩石を中心とした地質学的研究. 地質雑, **76**, 421-431.
- 小坂和夫, 1979, 関東山地北東縁部付近の白亜紀以降の断層運動史. 地質雑, **85**, 157-176.
- 前田四郎, 1954, 関東山地東部の地質構造. 千葉大文理紀要, **1**, 160-165.
- Maynard, J.B., Valloni, R. and Yu, H., 1982, Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins. In Leggett, J. K., ed., *Trench and fore-arc geology*. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond. no. 10, Blackwell, Oxford, 551-561.
- 村井武文・平野英雄・小林洋二・高野豊治, 1967, 関東山地北部三波川帯の地質構造. 地質雑, **73**, 108.
- Mutti, E. and Ricci Lucci, F., 1978, Turbidites of the Northern Apennines: introduction to facies analysis. *Int. Geol. Rev.*, **20**, 161-199.
- 岡田博有, 1968, 砂岩の分類と命名. 地質雑, **74**, 371-384.
- 小野 晃, 1983, 関東山地, 金勝山石英閃緑岩のK-Ar年代. 岩鉱, **78**, 38-39.
- 小野 晃, 1985, 関東山地皆野町山形の角閃岩相の変成岩類とK-Ar年代. 地質雑, **91**, 19-25.
- Pickering, K.T., Hiscott, R.N. and Hein, F.J., 1989, *Deep marine environments*. Unwin Hyman, London, 416p.
- 酒井千尋, 1980, 関東山地鬼石町東方の三波川変成帯の黒雲母帯. 地質雑, **86**, 517-524.
- Sekiyama, S., Sato, T., Masuda, F. and Matsukawa, M., 1984, Oblique-slip basin as an origin of the Sanchu Graben in Kanto Mountains. *Ann. Rep., Inst. Geosci. Tsukuba*, no. 10, 113-116.
- 柴田 賢・高木秀雄, 1989, 関東山地北部の花崗岩類の年代, 同位体からみた中央構造線と棚倉構造線との関係. 地質雑, **95**, 687-700.
- 杉山隆二, 1943, 群馬県下仁田町付近に発達する所謂跡

- 倉礫岩に就いて. 東京科博研報, no. 7, 30p.
- 高木秀雄・柴田 賢・内海 茂・藤森秀彦, 1989, 関東山地北縁部の花崗岩類の K-Ar 年代. 地質雑, **95**, 369-380.
- 武井暁朔, 1964, いわゆる跡倉層中のローソン石. 地球科学, no. 72, 36-37.
- 武井暁朔, 1980, 山中部溝帯白亜系砂岩の供給源と堆積環境. 地質雑, **86**, 755-769.
- Takei, K., 1985, Development of the Cretaceous sedimentary basin of the Sanchu Graben, Kanto Mountains, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **28**, 1-44.
- 田中耕平・福田直光, 1974, 関東山地の三波川帯北縁部の地質構造と変成分帯——とくに黒雲母の現出について. 岩鉱, **69**, 313-323.
- 内田信夫, 1961, 群馬県・下仁田町付近の地質——(その一) 四つ又山押しかぶせ構造について——. 成蹊論叢, no. 1, 177-192.
- 内田信夫, 1962, いわゆる跡倉礫岩について——群馬県下仁田町付近の地質, その2——. 地質雑, **68**, 132-140.
- 内田信夫, 1966, 関東山地北部の地質に関する2・3の事実. 成蹊論叢, no. 5, 101-120.
- 植田良夫・野沢 保・大貫 仁・河内洋佑, 1977, 三波川変成岩の K-Ar 年齢. 岩鉱, **72**, 361-365.
- 渡辺嘉司・浅野浩正・伊藤正行・北村恵美子・高橋 修・益子信一・宮地竜彦・石井 醇, 1990, 関東山地北東部の栃谷層から後期白亜紀化石の産出. 地質雑, **96**, 683-685.

(要 旨)

武井暁朔, 1992, 関東山地北縁部のいわゆる跡倉層の砂岩. 地質学論集, **38**号, 249-259. (Takei, K., 1992, Sandstones of the so-called Atokura Group in the northern area of the Kanto Mountains, central Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, No. 38, 249-259.)

関東山地北縁部に分布する白亜系(いわゆる跡倉層)のうち, 西部の下仁田地域, および東部の寄居〜小川地域の砂岩の生成に関する問題を, 砂粒の鉱物組成を中心にして検討した. 白亜系の碎屑物の供給源として花崗岩類, 堆積岩類, 結晶片岩類, および噴出岩類が認められる. このうち, 花崗岩類は, 少なくとも下仁田地域の跡倉層(浦河統)および寄居〜小川地域の栃谷層(上部白亜系)の場合, クリッペをなす花崗岩類に一部は相当するが, おそらく未知の花崗岩類も存在した. 結晶片岩類は, とくに下仁田地域の中の萱層(ギリヤーク統)では, 三波川帯のものが多いであろう. 跡倉層下部層(浦河統)は, ほとんど花崗岩地域からの供給物で構成されており, 供給源に近い堆積物とみられる. 跡倉層と栃谷層は, 砂岩(や礫岩)の組成その他に共通性が多く, しかも原地性とみられる白亜系の砂岩(や礫岩)とは異なっており, 両層は共にクリッペである可能性が高い.