

日本列島の代表的砂岩のモード組成と造構場

公文富士夫¹⁾・君波和雄²⁾・足立 守³⁾・別所孝範⁴⁾・川端清司⁵⁾・楠 利夫⁶⁾
西村年晴⁷⁾・岡田博有⁸⁾・大上和良⁹⁾・鈴木茂之¹⁰⁾・寺岡易司¹¹⁾Modal compositions of representative sandstones from the Japanese
Islands and their tectonic implicationsFujio Kumon¹⁾, Kazuo Kiminami²⁾, Mamoru Adachi³⁾, Takanori Bessho⁴⁾,
Kiyoshi Kawabata⁵⁾, Toshio Kusunoki⁶⁾, Toshiharu Nishimura⁷⁾, Hakuyu Okada⁸⁾,
Kazuyoshi Okami⁹⁾, Shigeyuki Suzuki¹⁰⁾ and Yoji Teraoka¹¹⁾

Abstract We have selected seven specimens of Jurassic to Paleogene sandstones from the Japanese Islands, which represent different sedimentary basins and different tectonic settings. Firstly, some methodological problems concerning modal composition analysis have been checked by analysing the same specimens by nine of the above authors. As a result, the data show that the compositional variations of sandstones are quite high. Thus, we have to be careful when comparing the modal compositional data of different workers. It is also concluded that, in order to evaluate the provenance factor controlling the sandstone composition, the Gazzi-Dickinson point-counting method is better than the traditional one, although the latter is still useful for the description of sandstone.

Secondly, we have examined the relationship between the modal composition of sandstone and its tectonic setting. The following five tectonic settings for magmatic arc provenance have been successfully discriminated: primitive volcanic island arc, evolved and mature magmatic arc, dissected magmatic arc, deeply dissected magmatic arc, and renewed magmatic arc.

Key words: sandstone, modal analysis, provenance, magmatic arc representative sandstone, tectonic setting, Japanese Islands

-
- 1) 信州大学理学部地質学教室. Department of Geology, Faculty of Science, Shinshu University, Matsumoto 390, Japan.
 - 2) 山口大学理学部地質学鉱物学教室. Department of Geology and Mineralogical Science, Faculty of Science, Yamaguchi University, Yamaguchi 753, Japan.
 - 3) 名古屋大学理学部地球科学教室. Department of Earth Science, School of Science, Nagoya University, Nagoya 464-01, Japan.
 - 4) 八尾東高校. Yao-higashi Senior High School, Yao 581, Japan.
 - 5) 大阪市立自然史博物館. Osaka Museum of Natural History, Nagai, Higashi-sumiyoshi-ku, Osaka 546, Japan.
 - 6) 立命館高校. Ritsumeikan Senior High school, Fushimi-ku, Kyoto 612, Japan.
 - 7) 兵庫教育大学地学教室. Geoscience Institute, Hyogo University of Teacher Education, Yashiro-cho, Hyogo Pref. 673-14, Japan.
 - 8) 九州大学理学部地球惑星科学教室. Department of Earth and Planetary Sciences, Faculty of Science, Kyushu University, Hakozaki, Fukuoka 812, Japan.
 - 9) 岩手大学工学部資源開発工学科. Department of Natural Resources Development, Faculty of Engineering, Iwate University, Morioka 020, Japan.
 - 10) 岡山大学理学部地学教室. Department of Earthscience, Faculty of Science, Okayama University, Okayama 700, Japan.
 - 11) 地質調査所地質部. Geology Department, Geological Survey of Japan, Tsukuba 305, Japan.

はじめに

砂岩のモード組成は、礫岩の礫組成とともに後背地の地質を知る上で最も重要な情報源である。碎屑物の供給源となっていた地質体は、現在その規模や位置を大きく変えていることが多く、ある場合には完全になくなっていることもある。したがって、砂岩や礫岩は過去の堆積盆に碎屑物を供給していた後背地についての唯一の情報源となる場合も少なくない。砂岩は時代を限定せず、地球表層部における様々な堆積環境において形成され、しかも広範に分布することから、特にその有用性が高い。最近では、過去の堆積盆の造構場を知る指標としてモード組成が利用されるようになった(Dickinson & Suczek, 1979; Dickinson *et al.*, 1983).

しかし、砂岩のモード組成は、比較的簡便に測定できる反面、測定における個人差やモード組成に与える粒度の影響などといった基礎的な問題や砂岩組成に基づく造構場を設定する場合の基準をどうするか、といったいくつかの問題が充分解明されているとは言いがたい。そこで、1988年度から1990年度にかけて行われた総合研究「変動帯の砂岩組成—日本列島を例として—」では、日本列島の古生代から古第三紀にわたる様々な造構環境において形成された、様々な組成をもつ砂岩を「標準試料」として設定し、1)共通の試料の検討を通じて、モード組成の測定に関する基礎的問題を明らかにすること、2)標準砂岩を総合的に検討して、代表的な変動帯である日本列島の砂岩組成の特徴を明らかにすること、3)モード組成が後背地と堆積場を支配するテクトニクスとどのように関係しているのか、を明らかにすることに取り組んだ。そして、標準砂岩試料を希望者に配布して、今後の研究のための比較の基準を提供する体制をつくりあげた。

ここでは、標準砂岩試料のモード組成の測定を行うことで明らかになった上記の3点の結果を報告する。

検討方法

1. モード組成の測定方法

砂岩のモード組成では、モードの測定方法および砂岩の分類方法自体が後背地や造構場を識別するために重要な意味があり、さまざまな提案と議論がなされてきた(Krynine, 1948; Pettijohn, 1954; Dott, 1964; Folk, 1968; Okada, 1971 など)。近年では、

組織的特徴と鉱物組成の両者に基づく分類が行われることが多く、日本では、岡田(1968a,b; 1971)が記載を重視した砂岩の分類を提案して以降、多くの場合それに従った区分がなされている。その区分は、基質量をもとにワッケとアレナイトに区分したうえで、さらに石英、長石、岩片を端成分とする三角ダイアグラム上で分類を行うものである。これらの分類方法では基質量が重要な基準になるが、初生(堆積性)の基質もあれば、二次的にできた基質もあるので、分類の基準に加えることに対する批判もあった(Dickinson, 1970)。

また、これまでの分類方法の問題として、粒度差に起因して砂岩組成に系統的な偏りが起きることが以前から指摘されていた。同一累層中の砂岩の粒度と岩片量との関係を見ると、大きなばらつきはあるものの、正の相関が読み取れる場合がしばしばあり、その例を Fig. 1 に示す。また、顕著な級化をもつタービダイト砂岩層について、下部から上部にかけての組成の変化を検討した研究では、粒度が大きいほど岩片量が多くなる傾向がはっきりと出ることが報告されている(Shiki, 1961; Gazzi, 1966)。

それ故、モード組成の比較は、同じ粒度の砂岩について行われる必要があるが、同じ粒度の砂岩を多くの層準から、かつ広く集めることは難しい場合が多い。また、粒度に関する資料が明らかにされていない場合には、他の研究者の測定結果との厳密な比

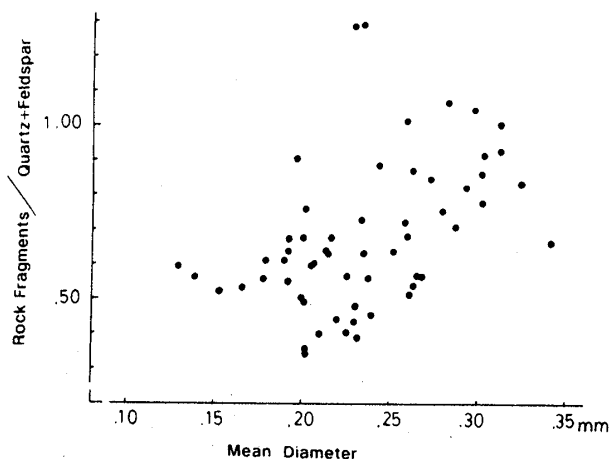


Fig. 1. Relationship between the grain size and the ratio of rock fragments to the amount of quartz plus feldspar in the sandstones from the H3 and H4 members of the Hiwasa Formation, eastern Shikoku (Kumon, unpub. data).

較が困難である。そこで、粒度の影響を小さくするモード組成の測定方法が、Gazzi(1966)およびDickinson(1970)によってそれぞれ独自に提案され、Ingersoll *et al.* (1984)によって詳しく検討されている。この方法は新しい潮流となって広く使われはじめており、堆積盆間の比較や組成と造構場との関係を議論する際の三角ダイアグラムに用いられている(Graham *et al.*, 1976; Dickinson & Suczek, 1979; Dickinson *et al.*, 1983)。

この新しい方法は、Gazzi-Dickinson method と呼ばれ(Ingersoll *et al.*, 1984), 岩片の取扱いが伝統的な方法と次のような点で異なる。粗粒な結晶を含む岩片では、運搬の途中でいずれは結晶と石基(基質)とがバラバラになるものと考え、 $62.5\mu\text{m}$ よりも大きな結晶に十字線の測点があたれば、その結晶のカテゴリーでカウントする。石基に測点があたればその岩片のカテゴリーで区分する。例えば、斜長石斑晶を含む火山岩片では、測点が $62.5\mu\text{m}$ よりも大きな斑晶にあたれば斜長石と数えるが、それ以外では火山岩片として数える。 $62.5\mu\text{m}$ より大きな結晶で構成される花崗岩片であれば、測点の位置にある鉱物種(石英・斜長石・カリ長石など)で数えるので、花崗岩片という区分はないことになる。粗粒な結晶を含む同一の母岩に由来する砕屑物でも、細粒砂と粗粒砂とにおいて「岩片」の含有量に大きな差が生ずるといような現象は、この方法である程度防ぐことが期待できる。しかし、「岩片」には、火山岩-半深成岩片(Lv), 変成岩片(Lm), 堆積岩片(Ls), 多結晶石英(Qp)という区分があるだけで、粗粒な鉱物(粒子)で構成される岩石種がなくなり、岩片についての情報を単純化するという問題が残る。多結晶石英は、 $62.5\mu\text{m}$ 以下の石英結晶のみからなる粒子とされており、純粋なチャートを含んでいる。その一方で、多少とも不純で汚れたチャートは堆積岩片に分類されている。この点も問題かも知れない。日本でも、寺岡は以前から花崗岩質粒子については、個々の結晶にばらして測定する方法を取っていた。

Ingersoll *et al.* (1984)は、各種の岩質の後背地を持つ現世の砂を対象にして、Gazzi-Dickinson method を詳しく検討した。それによれば、粗粒な結晶を含む岩片の多い堆積物では、Gazzi-Dickinson method と伝統的な方法とでは測定結果にかなりの差がでること、および、Gazzi-Dickinson method では測定試料がいずれの後背地のものであっても、同

じ後背地に由来する試料の間では粒度の違いによる差が小さい、という結論が出されている。さらに、この方法では測点に位置した鉱物(岩片)のみを識別すれば良いので、同定が容易になり、より短時間で測定ができるという利点を指摘して、後背地の地質を明らかにする目的で砂及び砂岩の組成を測定する場合にはGazzi-Dickinson method を用いることを提案している。Zuffa (1985)も光学的手段によるモード組成測定の問題点を整理し、Gazzi-Dickinson method の利用を薦めている。

一般に砕屑物の組成は、後背地の地質、運搬作用、堆積環境および続成作用の影響を受けているが、活動的で侵食作用の大きい地域では後背地の地質がもっとも大きく砂岩組成に影響すると考えられる。Gazzi-Dickinson method は、後背地の地質をもっともよく反映している成分の抽出に力点が置かれたモード組成測定法である。そのため、多様な成因を持つセメントや基質については考慮の外にしている。また、Dickinson (1970) や Ingersoll *et al.* (1984)は、基質は $30\mu\text{m}$ 以下の粒子としているが、同じ方法を推奨しているZuffa (1980, 1985)は、 $62.5\mu\text{m}$ 以下を基質として扱っており、見解の不一致が見られる。

このような状況があるので、今回の標準砂岩のモード測定には、伝統的な様式だけでなく、新しい方法にも対応できるようにモード組成の測定方法を工夫して、データ・カードを作成した(Fig. 2)。例えば、 $62.5\mu\text{m}$ 以上の大きさの石英、長石などの結晶を含む岩片および多結晶石英では、測点が $62.5\mu\text{m}$ より大きな結晶にあたったときには、岩片(多結晶石英)という項を押すとともに、「縦の欄」のqz., Kf., pl. に対応する場所に「正」の字を書いて数える、というように使用する。石基の部分(および $62.5\mu\text{m}$ 以下の結晶)では、岩片(多結晶石英)の項に数えるだけである。集計の際には、伝統的方法に従うときは、「縦の欄」の単結晶石英(qz.)等に対応する数字を無視すれば良い。Gazzi-Dickinson method に従うときは、その数字をそれぞれの岩片(多結晶石英)の項から引いてやり、代わりに上の欄の石英(qz.), カリ長石(Kf.), 斜長石(pl.)の項に加えてやれば良いことになる。DickinsonらのQ-F-Lダイアグラムでは、Qには $62.5\sim 30$ (または 20) μm の大きさの石英結晶からなる多結晶石英およびチャート・玉髓も含まれているので、測定時に区別して数え、単結晶石英と合計する必要がある点は注意を要する。また、

Data Sheet for Modal Composition of Sandstone

Sample No. _____ Operator: _____ date: _____

Formation: _____ Grain-Size: _____ ~ _____ mm, mode _____ mm Grid spacing: _____ x _____ mm.

component name	qz.	Kf.	pl.	Count	%	QFR/QFL%
mono. quartz						
poly. quartz						
K-feldspar						
plagioclase						
volcanics - acidic						
interm. - basic						
plutonics (_____)						
metamorphic rocks						
sandstone						
mudstone(shale, _____)						
chert						
rock fragment total						
heavy minerals	musc: zir: gar: tour: apt:					
	epid: biot: horn: px: opq: _____					
secondary minerals	seri: ill: kaol: chlor: zeol:					
intra-basinal frag.	sh. patch: bioclasts:					
authigenic minerals	glauc: chamo: or _____					
cement	calcite: ,SiO ₂ : or _____					
matrix()	clay: _____ or _____					
pore space						
	< detailed description >			total count		

- < Check List >
- grain-size analysis
 - X-ray analysis
 - chemical composition
 - EPMA(EDX) analysis
 - heavy mineral
 - others _____

Fig. 2. Data sheet for point-counting applicable to both traditional and Gazzi-Dickinson methods.

粒子の種類判定には、ある粒子にすこしでも他の鉱物(または岩片)が付着していればそれを適切に評価する方法(0% cutoff; Ingersoll *et al.*, 1984)を使う必要がある。

モード組成の測定にはポイント・カウント法がもっとも適当な方法であり(Van der Plas & Tobi, 1965), その測点間隔は同じ粒子を2回以上数えることのない間隔が必要である。

2. 染色方法

モード組成の測定では、カリ長石と石英、および斜長石の間の区別がしばしば困難である。そのため、カリ長石や斜長石を染色して、鏡下での識別を容易にする方法(Bailey & Stevens, 1960)が広く普及している(例えば、碎屑性堆積物研究会編, 1983)。標準砂岩のモード組成の測定にあたってはカリ長石を染色した。カリ長石の染色方法は、寺岡によって改良された方法に従い、以下のような手順で行った。

薄片の幅でいどの大きさの口を持つ小型のポリエチレン容器(例えば、ジョアやヤクルトの容器)に、薄片の大きさに四角い穴をあけたプラスチックの薄板を張り付ける(ヤクルトの容器をそのまま使ってもよい)。これに弗化水素(50%)を1cmほどの深さまで入れ、蓋をして蒸気が充満するまで1時間ほど待つ。エッチング口の上に、薄片を試料面を下にして蒸気が漏れないようにおき、45秒から60秒エッチングする。それをコバルチ亜硝酸ナトリウムの過飽和水溶液に1, 2分浸したあと、水洗す

る。それを乾燥させると、表面に黄色い粒子が付着しているのが見える。乾燥後、通常の薄片と同じようにカナダバルサムでカバーグラスをかける。

染色によって黄色い(顕微鏡の透過光では赤茶色にみえる)微粒子が、カリ長石の表面につく。気温に合わせてエッチングの時間を調整することで、染色の濃度を変えられる。確実に染まっているが、粒子の中の双晶なども判定できる、というのが適切な染色程度であろう。正長石よりもマイクロクリンが染まりにくい傾向がある。カリウム(K)が反応するので、Kを含む火山岩片の石基なども、弱く染まる。弗酸によるエッチングの影響が斜長石にも表われて、斜長石の表面は少し汚れたような感じになる。一方、石英はほとんど影響を受けず、スカッとしたクリアな表面を保っている。そのため、双晶を持たない斜長石でも石英と容易に区別がつくという副次的な効果がある。

3. 標準砂岩試料の選定

標準砂岩として設定した7つの試料の産地と岩質をTable 1に示す。粒度と淘汰度は、薄片上においてポイント・カウント法によって選択した全粒子の長径を測定し、基質量をあわせてInman (1952)による方法で算出した。以下に記述する際の標準砂岩の粒度階区分は、この測定による平均値に基づくものである。モード組成の測定に参加した9名の研究者名を測定者番号とともにTable 2に示す。

標準試料の測定にあたっては、0.5mm×1.0mm間隔で、500点以上数えることを目安とした。20 μ m

Table 1. Localities and the characteristics of the representative sandstones from the Japanese Islands.

Specimen	Sandstone Type	Grain Size		Formation Name and Geologic Age	Locality		
		Mean	Sorting		Place Name	Latitude	Longitude
A	arkosic arenite	2.23 (ϕ)	1.03 (ϕ)	Type I suite, Tamba Group Tamba Belt, Late Jurassic	Miyajiri, Shigaraki-cho Shiga Pref.	34° 52' 38" N	135° 58' 36" E
B	feldspathic arenite	2.94	1.72	Tonegawa Form., North Shimanto Belt, low. Cretaceous	1.5km north of Uematsu, Yayoi-cho, Oita Pref.	32° 59' 35" N	131° 05' 41" E
C	quartz arenite	1.54	1.16	Tomizawa Formation of Soma Group, late Jurassic	Tomizawa, Soma City Fukushima Pref.	37° 04' 40" N	140° 38' 55" E
D	lithic graywacke	2.60	1.30	Main facies of Izumi Group late Late Cretaceous	Koji, Kawamata, Hiketa-cho, Kagawa Pref.	34° 10' 24" N	134° 25' 06" E
E	arkosic graywacke	3.03	1.65	Naharigawa Form., Southern Shimanto Belt, Paleogene	Aimazaka, None, Tohyou-cho, Kochi Pref.	33° 33' 53" N	134° 17' 00" E
F	lithic arenite	1.82	1.10	Hiwasa Formation, Northern Shimanto Belt, Late Creta.	Hiwasa-ura, Hiwasa-cho Tokushima Pref.	33° 42' 10" N	134° 30' 49" E
G	lithic graywacke	2.83	1.43	Yubetsu Group, late Late Cretaceous	Saroma, Saroma-cho, Abashiri, Hokkaido	44° 06' 19" N	143° 45' 47" E

Table 2. List of the point-counting operators of the representative sandstones.

No.	Name	Occupation
No. 1	Hakuyu OKADA	Faculty of Science, Kyushu University
No. 2	Mamoru ADACHI	School of Science, Nagoya University
No. 3	Kazuo KIMINAMI	Faculty of Science, Yamaguchi University
No. 4	Shigeyuki SUZUKI	Faculty of Science, Okayama University
No. 5	Fujio KUMON	Faculty of Science, Shinshu University
No. 6	Takanori BESSHO	Yao-higashi High School
No. 7	Toshiharu NISHIMURA	Hyogo University of Teacher Education
No. 8	Kiyoshi KAWABATA	Osaka City Museum of Natural History
No. 9	Toshio KUSUNOKI	Ritsumeikan High School

以下の粒子を基質(Matrix)とした。実際の測定点数は、1測定(425点)をのぞいて、500~670点であった。

測定結果を Table 3 と Table 4 に示す。Table 3 は伝統的な区分に従ったもので、Table 4 は同じ測定を Gazzi-Dickinson method の区分に従って再集計したものである。Table 4 に No.1 の測定者の

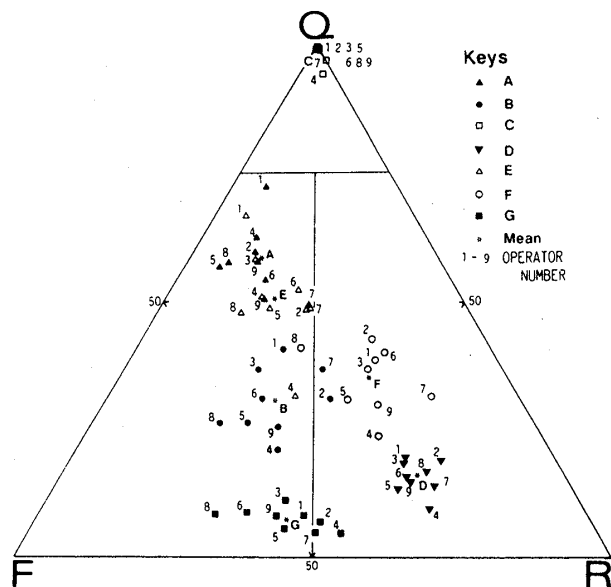


Fig. 3. Q-F-R plots of the representative sandstones counted by nine operators listed in Table 2. Data from Table 3. The subdivisions are after Okada (1971). Q: total quartz (MQz+PQz), F: total feldspar, R: total rock fragments.

データがない理由は、その測定者が Gazzi-Dickinson method に対応する測定をしていないためである。伝統的な方式の Q-F-R を端成分とする三角ダイアグラムを Fig. 3 に、Gazzi-Dickinson method の区分に基づく Qm-F-Lt ダイアグラムを Fig. 4 に示す。各試料の記号に付した数字は測定者番号である。また、各試料ごとの平均を*で示し、試料の記号を付してある。なお、しばしば頁岩パッチと呼ばれる同時浸食礫は独立した項目として測定しており、構成粒子には加えていない。

標準砂岩組成の測定結果

1. 測定結果

まず注目されるのは個人差の問題である。薄片のポイント・カウント法によるモード測定のおおよその統計誤差は、

$$\text{誤差の標準偏差 } CE = \sqrt{P(100-P)/n}$$

(P: ある組成の割合%, n: 測定の総数)

で表される (Van der Plas & Tobi, 1965; Dickinson & Rich, 1972)。500 点数えて 30% という値が入れ

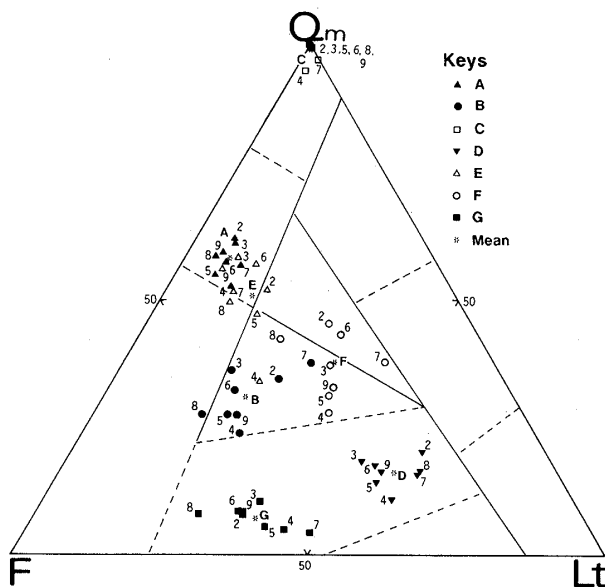


Fig. 4. Qm-F-Lt plots of the representative sandstones based on the Gazzi-Dickinson methods counted by eight operators. Data from Table 4. The subdivisions are after Dickinson *et al.* (1983). Qm: monocrytalline quartz, F: total feldspar, Lt: total lithics (Lva+Lvi+Qp+Ls+Lm in Table 4).

Table 3. Modal composition of the representative sandstones based on the traditional method, measured by the nine operators listed in Table 2.

Sp. No.	Op. No.	MQz	PQz	K-fel.	Pl.	Va	Vi	Gr.	Chert	Ot	T.R.	H.M.	S.M.	S.P.	A.M.	Cem.	Mtx.
A																	
1	31.4	35.4	12	8.4	1.8	0	3.2	0	.2	5.2	.4	0	0	0	1.6	5.6	
2	44.8	10.3	13.6	14.3	4.3	0	2.4	.9	1.9	9.5	2.7	0	0	0	0	4.8	
3	41.5	12.2	13.3	11.5	2.6	0	3.9	.2	.8	7.5	1.9	1.5	1.1	0	4.5	4.9	
4	28.8	13.1	11.8	15.8	9.7	.6	2.5	0	1	13.7	.6	.8	0	0	0	15.4	
5	36.4	11.4	12.4	19.2	3	0	.8	.2	.8	4.8	.8	2.2	1.8	0	.2	10.8	
6	30.8	19	12.8	15.6	4.8	.6	6.6	1	.4	13.4	1.4	0	.4	0	0	6.6	
7	24.5	16.6	7.1	14.9	6	.3	10.7	0	3.1	20.1	2.3	0	0	0	1.9	12.5	
8	36.5	10.8	9.7	19.7	2.8	0	2.5	0	0	5.4	1	.3	.8	0	0	15.8	
9	36.2	14.8	12.8	14.4	3.4	0	3.2	1.2	2.4	10.2	.6	0	0	.4	1	9.6	
AVE.	34.54	15.96	11.72	14.87	4.267	.167	3.98	.389	1.18	9.98	1.3	.533	.456	.044	1.02	9.56	
B																	
1	18.8	18	13.8	17.6	19.4	0	2	0	.4	21.8	.6	0	0	0	.4	9	
2	24.9	3.8	11.8	17.6	24.4	2	5.7	.9	1.1	34.2	3.6	0	0	0	0	4	
3	26	3.3	9	23.6	14.9	0	1.3	.4	1.1	17.7	3.3	2.4	0	0	.7	14	
4	13.4	3.7	13.6	23	22.4	1.8	1.7	0	.6	26.5	3.5	0	0	0	0	16.4	
5	15.8	5	11.6	26.6	12	5	1.8	.4	1.4	20.6	2	3.2	0	0	.4	14.8	
6	20.8	4.3	9.6	25.3	13.7	3.3	2.9	1.2	0	21	3.1	1.4	0	0	0	14.5	
7	26.6	3.4	7.7	16.8	26	0	.3	0	.7	27	1.5	.3	0	2	.2	16.3	
8	20.3	1	12.5	30.2	14.8	0	2.5	0	0	17.3	1.7	.8	0	0	0	16.2	
9	17.6	3.6	14.8	21.4	21.6	.8	2.6	.4	.6	26	2.8	0	0	0	0	13.8	
AVE.	20.47	5.122	11.6	22.46	18.8	1.43	2.31	.367	.656	23.6	2.46	.9	0	.022	.189	13.2	
C																	
1	69.2	21.2	0	0	0	0	0	0	0	0	.2	.8	0	0	5.2	3.4	
2	89.7	7	0	0	.3	0	0	0	0	.3	1.3	0	0	0	0	1.7	
3	84.9	8.3	0	0	0	0	0	0	0	0	1.6	0	0	0	2.9	2.4	
4	67.4	20.7	0	1.6	2.3	1.2	0	0	.2	3.7	1.2	0	0	0	0	5.4	
5	89.8	2.8	0	0	0	0	0	0	.2	.2	.8	.8	0	0	4.6	1	
6	83	9.4	0	0	0	0	0	0	0	0	1	.2	.2	0	0	6.2	
7	81.5	9.8	0	0	0	2.8	0	0	0	2.8	2.7	0	0	0	0	3.2	
8	87.3	5.7	0	0	0	0	.2	0	0	.2	1.2	0	0	0	1	4.6	
9	78.2	13.6	0	0	0	0	0	.4	0	.4	.8	0	0	0	1.8	5.2	
AVE.	81.22	10.61	0	.1778	.2889	.444	.022	.044	.044	.844	1.2	.2	.022	0	1.72	3.68	
D																	
1	10.4	7.4	4.8	17.8	46.8	.2	0	.8	2.8	50.6	1.2	0	0	0	1	6.8	
2	15.4	1.7	5.5	11.9	47.6	0	0	3.1	5.2	55.9	.3	0	0	0	0	9.2	
3	12.8	1.9	1.7	18.7	41.1	0	.77	1.4	2.1	45.4	0	2.3	0	0	0	17.1	
4	6.3	1.2	3.7	16.5	42.9	5.2	1.2	1	1	51.2	.4	.8	0	0	0	20	
5	9	.8	3.2	18.4	33.8	3.8	1	1.6	2.4	42.6	.6	2	0	0	1.8	21.6	
6	9.5	1.5	1.9	17	31.9	4.8	1.4	2.3	.4	40.7	1	.8	1.4	.2	0	26.1	
7	9.5	1.7	1.8	16.1	50.7	0	0	0	.8	51.6	0	0	0	0	1.3	18.1	
8	12	1.8	.8	18	48.7	1	0	0	.8	50.5	.3	2	0	0	0	14.5	
9	9.6	2.4	4.2	17.4	46.2	.4	.4	.6	.8	48.4	.8	0	0	0	.2	17	
AVE.	10.5	2.25	3.067	16.87	43.3	1.71	.53	1.2	1.81	48.5	.511	.878	.156	.022	.478	16.7	
E																	
1	26.2	29.8	12.8	11	3	0	0	.6	.8	4.4	.4	2.2	0	.2	3.2	9.8	
2	35	6.5	8.7	14.5	10.4	0	5.1	1.9	3.4	20.9	3.3	0	0	0	0	11.1	
3	40.1	5.6	7.4	16.7	6	0	1.8	0	.9	8.7	1.8	0	0	0	4.5	15.1	
4	17.9	7.2	13	16.8	20.6	.2	1.7	.4	1.7	24.6	.8	3.2	0	0	0	16.6	
5	28.4	9	7.8	17.6	9.4	.4	1.8	1.4	1	14	1	2	1.2	0	3.8	15.2	
6	27.6	13.4	9.5	11.3	8	.4	6.8	.8	.6	16.5	.8	.2	1.6	0	.4	18.8	
7	22.9	13.3	4.3	15.1	17.7	0	0	0	.8	18.5	1.8	0	0	0	8.7	15.5	
8	34.2	3.5	13.5	16.7	8.8	0	1.5	.2	.3	10.8	1.7	0	0	0	3.8	15.8	
9	33.2	9.6	13.4	14.6	7.8	0	3.2	.4	1.8	13.2	.8	0	0	0	2.8	12.4	
AVE.	29.5	10.88	10.04	14.92	10.19	.111	2.43	.633	1.26	14.6	1.38	.844	.311	.022	3.02	14.5	
F																	
1	19.4	17.4	11.4	8	24.4	4	1.2	.4	8.8	38.8	.4	0	0	0	3	1.6	
2	31.6	6.4	5.9	10.8	25.5	1.6	4.6	.2	1.9	33.8	1.4	0	0	0	0	10	
3	23.7	7.1	6.8	12	28.7	0	3.5	.3	1.1	33.7	.9	0	1	0	7.5	7.3	
4	12.3	7.8	8.5	14.6	28.4	3.8	3.8	.8	4.9	41.6	.6	.9	0	0	0	13.8	
5	20.4	6.4	8.4	17	26	3	2.2	.8	2.8	34.8	1	.4	1.6	0	3.8	6.2	
6	20.9	13.2	6.1	9.2	23	4.6	6.3	.8	.6	35.3	.4	.2	3.3	0	0	11.5	
7	19	8.8	4.8	7.7	38.8	0	4.5	0	2.7	45.9	0	0	0	0	0	13.8	
8	28.5	5.5	8.5	18.3	18.2	0	1.8	1.2	.3	21.5	1	.3	1.5	0	0	14.8	
9	18.6	7.4	8.8	12.4	29.6	3.6	4.2	.4	1.8	39.6	.8	0	0	0	1.8	10.6	
AVE.	21.6	8.889	7.689	12.22	26.96	2.29	3.57	.544	2.77	36.1	.722	.2	.822	0	1.79	9.96	
G																	
1	3.8	2.6	.6	36	24.6	5.2	0	0	4.6	34.4	12.6	0	0	0	.4	9.6	
2	4.5	.5	.3	32.5	5.7	25.2	0	0	3.8	34.6	15.2	0	0	0	0	12.3	
3	6.5	.9	.9	32.1	20.2	4.7	.2	0	1.8	26.9	10.5	2.7	.7	0	1.4	17.3	
4	2.7	.6	.8	28.3	9.4	20.8	.4	0	4.8	35.4	12	.2	0	0	0	20.1	
5	3.2	.2	1	31.2	3.8	16	.2	.6	5.2	25.8	8	3.2	1.6	0	.4	25.4	
6	3.5	2	.7	35.8	4.6	16.3	.2	.6	.7	22.4	8.6	2	4.4	0	0	20.6	
7	2.5	.8	0	33.5	30.2	2.3	0	0	1.5	34	11.4	0	0	0	0	16.7	
8	3.8	1.2	.7	37.4	0	15	0	.2	1.2	16.4	13.8	1	1.7	0	0	24	
9	4.8	.4	.6	33.8	6.6	15.4	.6	.2	3.6	26.4	13.2	0	0	0	.6	20.2	
AVE.	3.922	1.022	.6222	33.4	11.68	12.2	1.4	.178	3.02	28.5	11.7	1.01	.933	0	.422	18.5	

MQz: monocrystalline quartz, PQz: polycrystalline quartz, K-fel.: K-feldspar, Pl.: plagioclase, Va: acidic volcanics, Vi: intermediate to basic volcanics, Gr.: granitic rocks, Ot: other rock fragments, T.R.: total rock fragments, H.M.: heavy minerals, S.M.: secondary minerals, S.P.: shale patch, A.M.: authigenic minerals, Cem.: cement, Mtx.: matrix, A- G: representative sandstones.

Table 4. Modal composition of the representative sandstones based on the Gassi-Dickinson method by eight operators.

Sp.	Op. No.	Qm	K	P	Lva	Lvi	Qp	Ls+Lm	Lt	H.M.	S.M.	S.P.	A.M.	Cem.	Mtx.	
A	2	57.6	13.9	14.9	3.3	0	1	1.8	6.1	2.7	0	0	0	0	4.8	
	3	52.8	13.9	13.5	2.3	0	2.8	.8	5.8	1.9	1.5	1.1	0	4.5	4.9	
	4	44	13	17.5	7.2	.6	0	1	8.8	.6	.8	0	0	0	15.4	
	5	46.4	12.4	19.8	2.8	0	2	.8	5.6	.8	2.2	1.8	0	.2	10.8	
	6	52.7	14.4	17.8	4.8	.6	1	.4	6.8	1.4	0	.4	0	0	6.6	
	7	47.7	8.8	18.3	5.1	.3	0	3.1	8.4	2.3	0	0	0	1.9	12.5	
	8	48.2	9.8	20	4	0	0	0	4	1	.3	.8	0	0	15.8	
	9	52.6	13.8	17	—	—	1.2	—	—	5	.6	0	0	.4	1	9.6
	AVE.		50.25	12.31	17.4	4.214	.214	1	1.13	6.31	1.41	.6	.513	.05	.95	10.1
B	2	32.1	13.1	21.5	21.3	2	1.4	.9	25.6	3.6	0	0	0	0	4	
	3	29.3	9.6	25.6	12.3	0	1.7	1.1	15.1	3.3	2.4	0	0	.7	14	
	4	19.3	14.2	25.6	18.8	1.8	0	.2	21.1	3.5	0	0	0	0	16.4	
	5	22	12.6	27	11.6	4.6	.4	1.4	18	2	3.2	0	0	.4	14.8	
	6	26.2	10.8	26.7	12.9	3.3	1.2	0	17.4	3.1	1.4	0	0	0	14.5	
	7	30.9	7.8	17.2	25	0	0	.7	25.7	1.5	.3	0	.2	.2	16.3	
	8	22.7	13.1	30.8	14.8	0	0	0	14.8	1.7	.8	0	0	0	16.2	
	9	23	16	24.2	—	—	.2	—	20.2	2.8	0	0	0	0	13.8	
	AVE.		25.69	12.15	24.83	16.67	1.67	.613	.614	19.7	2.69	1.01	0	.025	.163	13.8
C	2	96.7	0	0	.3	0	0	0	.3	1.3	0	0	0	0	1.7	
	3	93.1	0	0	0	0	0	0	0	1.6	0	0	0	2.9	2.4	
	4	88.6	0	1.7	1.7	1.2	0	.2	3.1	1.2	0	0	0	0	5.4	
	5	92.6	0	0	0	0	0	.2	.2	.8	.8	0	0	4.6	1	
	6	92.4	0	0	0	0	0	0	0	1	.2	.2	0	0	6.2	
	7	91.3	0	0	0	2.8	0	0	2.8	2.7	0	0	0	0	3.2	
	8	93	.2	0	0	0	0	0	0	1.2	0	0	0	1	4.6	
	9	91.8	0	0	0	0	.4	0	.4	.8	0	0	0	1.8	5.2	
	AVE.		92.44	.025	.2125	.25	.5	.05	.05	.85	1.33	.125	.025	0	1.29	3.71
D	2	18.5	6.1	12.5	45.3	0	3.1	5.2	53.6	.3	0	0	0	0	9.2	
	3	14.9	1.9	23.6	35.1	0	2.9	1.9	40.1	0	2.3	0	0	0	17.1	
	4	8.8	5	19	40	5	1	1	46	.4	.8	0	0	0	20	
	5	10.6	3.4	19.8	32.8	3.4	1.6	2.4	40.2	.6	2	0	0	1.8	21.6	
	6	12.4	2.1	19.1	29.5	4.8	2.3	.4	37.1	1	.8	1.4	.2	0	26.1	
	7	12.8	2	17.1	47.9	0	0	.8	48.8	0	0	0	0	1.3	18.1	
	8	13.8	.8	18	48.7	1	0	.8	50.5	.3	2	0	0	0	14.5	
	9	13.6	4.4	19.6	—	—	.6	—	44.4	.8	0	0	0	.2	17	
	AVE.		13.18	3.213	18.59	39.9	2.03	1.44	1.79	45.1	.425	.988	.175	.025	.413	18.0
E	2	44.7	10	16.7	9.3	0	2.2	2.8	14.3	3.3	0	0	0	0	11.1	
	3	45.9	7.6	18.1	4.7	0	1.3	.9	6.9	1.8	0	0	0	4.6	15.1	
	4	27.2	13.5	19	17.3	.2	.4	1.7	19.6	.8	3.2	0	0	0	16.6	
	5	36.2	8.2	18.8	9.4	.4	2.8	1	13.6	1	2	1.2	0	3.8	15.2	
	6	44.9	10.5	13.2	7.8	.4	.8	.6	9.7	.8	.2	1.6	0	.4	18.8	
	7	38.3	4.4	15.4	15.1	0	0	.8	15.9	1.8	0	0	0	8.7	15.5	
	8	39	13.5	16.8	8.7	0	.2	.2	9.3	1.7	0	0	0	3.8	15.8	
	9	47.4	13.6	17.2	—	—	.4	—	5.8	.8	0	0	0	2.8	12.4	
	AVE.		40.45	10.16	16.9	10.33	.143	1.01	1.14	11.9	1.5	.675	.35	0	3.01	15.1
F	2	40.4	6.7	14.2	23.9	1.6	.3	1.4	27.3	1.4	0	0	0	0	10	
	3	31.1	8.3	14.6	24.8	0	3.1	1.2	29.2	.9	0	1	0	7.5	7.3	
	4	24	9.8	17.6	24.4	3.2	.8	4.9	33.3	.6	.9	0	0	0	13.8	
	5	27.4	8.8	18	25.4	3	1.6	2.8	32.8	1	.4	1.6	0	3.8	6.2	
	6	36.9	7.3	11.9	22.8	4.6	.8	.6	28.7	.4	.2	3.3	0	0	11.5	
	7	32.8	6	9.5	35.3	0	0	2.6	37.9	0	0	0	0	0	13.8	
	8	35.3	8.5	18.8	18.2	0	1.2	.3	19.7	1	.3	1.5	0	0	14.8	
	9	28.8	9.4	15.8	—	—	.4	—	32.8	.8	0	0	0	1.8	10.6	
	AVE.		32.09	8.1	15.05	24.97	1.77	1.03	1.97	30.2	.763	.225	.925	0	1.64	11
G	2	5.6	.3	40.8	5.3	17.3	0	3.2	25.8	15.2	0	0	0	0	12.3	
	3	7.2	.9	34.8	18.2	4.1	.5	1.8	24.7	10.5	2.7	.7	0	1.4	17.3	
	4	3.4	.8	34	9	16.6	0	4.8	29.4	12	.2	0	0	0	20.1	
	5	3.6	1	32.4	3.6	15.2	.6	5	24.4	8	3.2	1.6	0	.4	25.4	
	6	5.5	.7	35.8	4.8	16.3	.6	.7	22.4	8.6	2	4.4	0	0	20.6	
	7	3.3	0	33.5	30.2	2.3	0	1.5	34	11.4	0	0	0	1	16.7	
	8	5	.7	37.3	0	15	.2	1.2	16.3	13.8	1	1.7	0	0	24	
	9	5.8	.6	37.2	—	—	.2	—	22.4	13.2	0	0	0	.6	20.2	
	AVE.		4.925	.625	35.73	10.16	12.4	.263	2.6	24.9	11.6	1.14	1.05	0	.425	19.6

Operator No. 1 did not adopt the Gassi-Dickinson method. Qm: monocrystalline quartz, K: K-feldspar, P: plagioclase, Lva: acidic volcanics, Lvi: intermediate to basic volcanics, Qp: polycrystalline quartz (including pure chert), Ls: sedimentary lithics, Lm: metamorphic lithics, Lt: total lithics (Lva+Lvi+Qp+Ls+Lm), the other symbols are same as in Table 3.

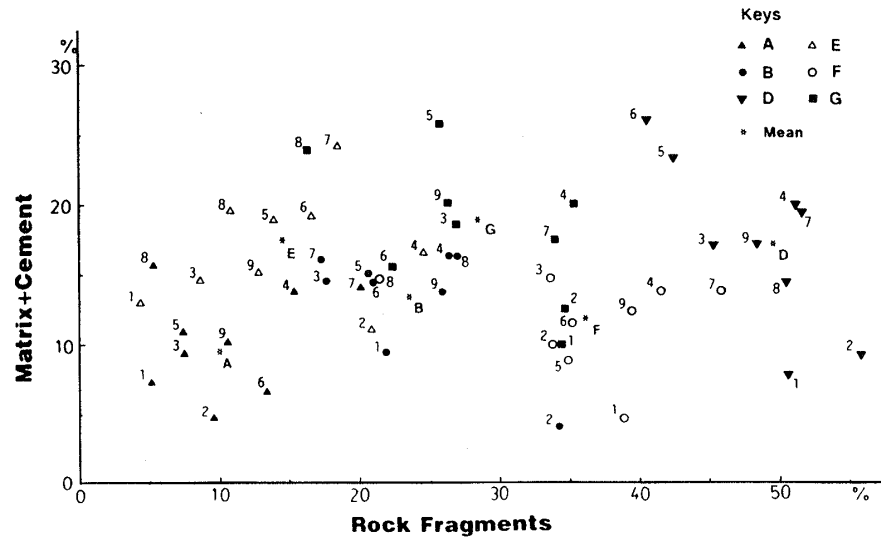


Fig. 5. Scattered diagram showing the relationship between the amount of matrix plus cement and the amount of rock fragments of representative sandstones.

ば、標準偏差で2%の誤差があることになる。測定結果はいずれも統計誤差よりかなり大きくばらついている (Figs. 3, 4, 5)。測定者ごとにみると、測定結果に一定の傾向が出ており、個人の傾向が表れていることがわかる。例えば、No.5の測定結果は、Fig. 3およびFig. 4で平均値よりもやや左または左下に位置することが多く、相対的に長石をやや多く数える傾向が表れている。また、Fig. 5では多くの場合平均値よりも左上に位置しており、No.5の測定者は基質またはセメントを多く数え、岩片量を少なく数える傾向を示している。試料によってばらつきの度合いがまったく違っているという特徴も認められる。すなわち、石英と長石の比率の高い砂岩でばらつきが大きく、岩片の多い石質砂岩でまとまりがよい。

2. 個人差の原因

このような個人差の原因はなんだろうか。一つの可能性は、岩片と基質との混同である。岩片や長石の細かな粒子は、しばしば変質していることもあって、基質との区別が難しい。その区別の基準が研究者ごとに違っていることが個人差のひとつの要因と考えられる。Fig. 5において、同一試料ごとにみれば右下がりの配列が読み取れる(試料D, Gでよくわかる)ことは、岩片を多く数える測定者は基質を少なく数える傾向を持つことを反映したものと解釈できる。また、寺岡の経験では、同じ薄片を開放ニコル下で検鏡して基質量を測定した場合

と直交ニコル下で測定した場合とでは、前者の場合が常に基質量が少なくなる。すなわち、直交ニコル下の観察では、岩片とすべきものを基質に判定してしまう傾向があることが判明している。

もう一つの原因は、粒子の認定の困難さと考えられる。つまり、大きな粒子では倍率を下げて観察しないと、粒子の中の一部を見ていることに気づかない場合がある。とくに、花崗岩片のように粗粒な結晶を多く含む粒子では、結晶の境界と粒子の境界との区別が難しい場合があり、その判断の違いが個人差となっている可能性がある。伝統的な区分によるQ-F-R図とGazzi-Dickinson methodによるQm-F-Lt図とを比較すると、後者の方が一般にばらつきが少ない。既述のように、Gazzi-Dickinson methodでは測点下の鉱物または岩片を識別すれば良いのであって、62.5 μ mより大きい結晶ではどこまでが1つの粒子か、という判断が不要である。そのために、後者でばらつきが小さくなっていると考えられる。

また、石英と長石の多い砂岩において研究者ごとの測定値にばらつきが大きい原因は、上述のような花崗岩質岩片における粒子境界の認定の難しさのほかに、石英や斜長石、カリ長石の識別の混乱に一因があるかも知れない。

研究者によって研究対象や研究歴が異なっているために、モード組成の測定に差が生じていることは、現状としてはやむを得ないことである。しかし、

異なった研究者間でデータを比較する必要はしばしば生じており、今後、その必要性が一層大きくなっていくであろう。そのために、今回のように標準試料を使用して、個人差を定量的に明らかにしておくことが重要である。さらに、将来的には、標準砂岩を利用して研究者間の個人差をできるだけ小さくするための努力が必要と考えられる。

標準砂岩の組成的特徴と後背地

1. 標準砂岩の組成的特徴

共同で測定した標準砂岩のモード組成値を比較の基準にしながら、標準砂岩の属する地層群について、その砂岩組成、堆積場や後背地の性格を以下に検討する。

a) 試料 A

試料 A は、丹波帯の I 型地層群の最上部を構成するアルコース質の細粒砂岩であり、地質時代はジュラ紀後期である(楠・武蔵野, 1989)。9 人の測定者の平均のモード組成(伝統的な方法による値。以下でも同じ)は、単結晶石英 35%、多結晶石英 16%、カリ長石 12%、斜長石 15%、総岩片量 10%、基質+セメント 11% であり、石英の含有量が多く、岩片量が少ない。また、白雲母を普遍的に含んでいる。これらの測定結果は、楠・武蔵野(1989)が報告した丹波帯の I 型砂岩の組成的特徴とほぼ一致する。Q-F-R 図に置ける分布位置もほぼ同じである。ただし、今回の測定では基質量が楠・武蔵野(1989)の報告の半分程度となっている。楠・武蔵野(1989)は、基質を 30 μ m 以下としているが、今回は基質の境界を 20 μ m としたことが原因と考えられる。

丹波帯の I 型地層群は海洋地殻の上に連続的に堆積した地層群で、その最上部に位置する砂岩層は、取東域において堆積場が陸域に近づいたときに形成された深海扇状地の堆積物と推定されている(丹波地帯研究グループ, 1990)。

b) 試料 B

試料 B は、四万十累帯北帯の最北縁に分布する佐伯亜層群十根川層の長石質細粒砂岩であり、地質時代は白亜紀前期である(寺岡ほか, 1990)。9 人の測定者の平均は、単結晶石英 20%、多結晶石英 5%、カリ長石 12%、斜長石 22%、総岩片量 24%、基質+セメント 13% であり、長石、特に斜長石の比率が高い。これらの測定結果は、寺岡ほか(1990)が報告した十根川層の砂岩組成と一致している。

寺岡(1979)、寺岡・奥村(1992)は、四万十累帯の

砂岩組成は、地帯によって組成に共通性があることを指摘し、佐伯亜帯、蒲江亜帯、弘見亜帯、来栖野亜帯、清水亜帯に区分している。十根川層は佐伯亜帯に属し、四万十堆積盆形成の最初期に堆積盆の北縁に形成されたものと考えられる。

c) 試料 C

試料 C は、上部ジュラ系相馬中村層群富沢層下部の石英質中粒砂岩である。9 人の測定者の平均は、単結晶石英 81%、多結晶石英 11%、総岩片量 1%、基質+セメント 5% であり、石英の含有量が著しく多い。富沢層の砂岩は、3~20%の長石を含んでいるとされている(Okami, 1969; Takizawa, 1985)が、その下部の砂岩では石英の含有量が大きく、長石をわずかしこ含まないことが報告されており、今回の測定結果とほぼ一致する。しかし、長石をほとんど含まないという測定結果は、長石のごく少ない砂岩をたまたま標準砂岩に選んだ可能性があるが、薄片作製の不適切さにも一因がある可能性も考えられる。というのは、この砂岩試料はやルーズであり、モード組成用に作製された薄片にはあちこちに小さな穴が空いていたからである。その空隙は測定から除外したが、特定の脆弱な粒子が選択的に削り落とされた結果、長石がほとんどないという結果になったとも考えられる。粒子の欠落がないように丁寧な作製した薄片では、著しく変質した粒子が認められ、その一部は壊れて空隙になっていた。それが、長石の変質した粒子である可能性は高い。

富沢層は、よく発達した河川によって形成された沖積平野から三角州にかけての堆積物であり、同層の下部には炭層も挟まれている(Okami, 1969; Takizawa, 1985)。

d) 試料 D

試料 D は、上部白亜系和泉層群のタービダイト相から採集されたもので、火山岩片に富む中粒砂岩である。9 人の測定者の平均は、単結晶石英 11%、多結晶石英 2%、カリ長石 3%、斜長石 17%、総岩片量 49%、基質+セメント 17% であり、岩片量の多いことが特徴である。和泉層群の砂岩組成は、Nishimura (1976)、寺岡(1977b)および西村(1991)などが報告しているが、今回の測定結果はそれらとほぼ同じ特徴をしめす。

和泉層群の堆積盆は、島弧-海溝系の陸側に生じた intra-massif basin(Dickinson & Seely, 1979)と位置づけられる。その堆積作用は松山付近に始まり、順次堆積の中心が東方に移動したことが判明し

ており(田中, 1965; Tanaka, 1989), その堆積中心の移動は, 内帯側における火成活動の東方への移動と調和しているという指摘がなされている(寺岡, 1977a). 累積層厚は非常に大きい, 同一場所における最大の層厚は 8,000m 程度と見積られている(西村ほか, 1980).

e) 試料 E

試料 E は四万十累帯南帯の古第三系奈半利川累層から採集されたもので, アルコース質の極細粒砂岩である. 9 人の測定者の平均は, 単結晶石英 30%, 多結晶石英 11%, カリ長石 10%, 斜長石 15%, 総岩片量 15%, 基質+セメント 18% であり, 石英と長石の割合が多い. 炭酸塩鉱物の微小な集合物やセメントがしばしばみられる. この測定結果は, 奈半利川累層の平均的な砂岩組成(Kumon, 1983)にほぼ一致している.

奈半利川累層は, 前弧海盆に形成されたタービダイトの堆積体である. 四万十累帯南帯の堆積物には, 海溝近傍で形成された付加体(subduction complex)に相当するものと前弧海盆(forearc basin)で形成されたものとが区別されるが, それらの砂岩はいずれも石英が多く, 岩片が少ないという点で, 北帯の白亜系の砂岩とは組成が大きく異なる. この特徴は, 四万十累帯南帯の砂岩に共通している(岡田, 1977; 寺岡, 1979; Kumon, 1983).

f) 試料 F

試料 F は四万十累帯北帯の上部白亜系, 日和佐累層上部から採集されたもので, 酸性火山岩片に富む中粒砂岩である. 9 人の測定者の平均は, 単結晶石英 22%, 多結晶石英 9%, カリ長石 8%, 斜長石 12%, 総岩片量 36%, 基質+セメント 12% であり, 岩片の割合が多い. この測定結果は, 日和佐累層上部の平均的な組成値に一致している(公文, 1981).

日和佐累層は礫岩に富む粗粒な堆積体であり, 海溝近傍において海底扇状地を形成していたものと考えられる. そして, 内帯における中～酸性の大規模な火山活動の進行と同時に堆積が進行したものと考えられている(Kumon, 1983).

g) 試料 G

試料 G は, 常呂帯の上部白亜系一古第三系湧別層群から採集されたもので, 石英が大変少なく, 斜長石と中性火山岩片の多い中粒砂岩である. 9 人の測定者の平均は, 単結晶石英 4%, 多結晶石英 1%, カリ長石 1%, 斜長石 33%, 総岩片量 29%, 重鉱物 12%, 基質+セメント 19% である. 重鉱物としては

輝石が多く含まれている. この測定結果は, 湧別層群の平均的な組成値(Kontani & Kiminami, 1980)に近いが, 総岩片量が少なく, 長石量が多いという違いがみられる.

湧別層群は, 沈み込み帯の海溝付近もしくは前弧海盆上に形成されたもので, 碎屑物は沈み込み帯の東側に位置した火山弧から供給されたと推定されている(紺谷ほか, 1986; 田近, 1988).

2. モード組成と造構場

標準砂岩を採集した地層群の砂岩モード組成, それぞれの地層群で推定された後背地と造構場, 類似の砂岩組成を持つ他の地層群の後背地との比較, などにに基づき, 砂岩モード組成に基づいて造構場を解析することの有効性を検討する. 局地的な影響を小さくするため, 規模の大きなタービダイト堆積盆を中心に検討しており, また, 日本列島が代表する火成弧(島弧および陸弧)について, その造構場を火成弧の発展過程と関連づけて検討したものである. 日本における砂岩組成の資料は, これまでほとんどが伝統的な方法で測定され, 表現されているため, Q-F-R 図を用いて検討した.

<未成熟な島弧>

試料 G で代表させた湧別層群の砂岩組成は, 中性の火山岩片と斜長石に富むことと, 石英がごくわずかであることが特徴である. また, 輝石や角閃石など苦鉄質鉱物を比較的多く含む. おなじ常呂帯に属する上部白亜系佐呂間層群の砂岩も類似の組成を示す(君波・紺谷, 1983). これらの砂岩をもたらしただ後背地は, おもに玄武岩や安山岩類で構成されていたと推定されており(紺谷ほか, 1986), 伊豆-マリアナ型の未成熟な島弧と考えられる. 「未成熟な島弧(PVA: primitive volcanic arc provenance)」という意味は, 大陸性の地殻が大きな規模で形成される程には成長・成熟していないということである. 実際には, 湧別層群の砂岩には微斜長石などのカリ長石や堆積岩片もわずかながら含まれるので, 基盤をなす古期堆積岩類や深成岩類が多少とも発達し, 露出していたと考えられる. 同様なモード組成を持つ砂(岩)は, 根室層群下部(Kiminami, 1983), 中ノ川層群(紺谷, 1980), 南部北上山地の中～下部デボン系(Mikami, 1969; 三上, 1971), アリューシャン列島の前弧海盆(アツカ堆積盆; Stewart, 1978), ニュージーランドの Western Facies(Dickinson, 1971)などで報告されており, 塩基性から中性の火山岩類を主体とする未成熟な島

弧型の後背地が推定されている。

中米のグアテマラ以南には太平洋側に火山列 (Pacific volcanic chain) があり、その沖の中米海溝には、火山岩片と長石に富み、石英がごく少ない後期更新世～完新世の砂質堆積物が形成されている (McMillen *et al.*, 1983)。グアテマラ以南の中米は、ココス・プレート沈み込みによる島弧-海溝系をなしている。その太平洋側には中生代後期以降から現在にいたる火山岩類が広く分布しており、それを「未成熟な島弧」と呼べるかどうかは問題があるが、伊豆-マリアナ型とは違うタイプの「未成熟な火山弧」を表している可能性があり、一応このカテゴリーの中に入れておく。

一方、舞鶴帯の中部二疊系の場合は、同じ領域に落ちる砂岩組成を持つが、中性から酸性の火山岩類を主体とした火山弧が後背地として推定されている (Choi, 1989)。このような例は多くはないが、ある特殊な条件下では、中～酸性の火山活動から発達し始める島弧があるのかもしれない。

Q-F-R 図で F-R 辺に近い領域に落ちる砂岩は、大陸性地殻の発達が不十分な「未成熟な島弧」に由来するものと考えて良いであろう。

<成熟した火成弧 (陸弧)>

試料 D の和泉層群の砂岩は、中・酸性の火山岩片の多い石質ワッケであり、Q-F-R 図では、石英量 20～30%、長石量 20～30%、岩片量 50～65% 付近に集中する (Nishimura, 1976; 寺岡, 1977b)。古流向解析に基づけば、和泉層群の碎屑物は東北東から供給されており、北側の西南日本内帯がおもな後背地であったと考えられる。内帯では、和泉層群の堆積とほぼ同じ時代に大規模な中～酸性の火山活動があり、その一部は現在も広く地表を覆っている (例えば、高田流紋岩類や濃飛流紋岩類)。和泉層群の砂岩組成の特徴は、内帯の火山活動の場が、主要な後背地であったことを示している。

試料 F の日和佐累層上部の砂岩も酸性の火山岩片の多い石質砂岩であるが、石英量 35～45%、長石量 20～40%、岩片量 35～50% で、和泉層群の砂岩よりも石英に富み、岩片に乏しい (公文, 1981)。日和佐累層は寺岡・奥村 (1992) の提案した蒲江帯に位置しているが、岩片に富む石質ワッケが多いという特徴は、四万十累帯北帯の南部に分布する上部白亜系に共通する特徴である (Kumon, 1983; 寺岡・奥村, 1992)。四万十累帯の上部白亜系は、和泉堆積盆と同じ時期に外側の海溝周辺で形成されたものであり、

和泉層群と同じ様に内帯に発生していた酸性の火山活動の場を主たる後背地としていたと考えられる (寺岡, 1977b, 1979; Kumon, 1983, 1985)。和泉層群とのモード組成の差 (石英が多く、岩片が少ない点) の原因は、堆積場が後背地からかなり隔たっていたことに起因する鉱物学的成熟度の差、もしくは、若干火山活動の少ない場をおもな後背地としていたことと推定される。

白亜紀後期の西南日本内帯は、アジア大陸の東縁に位置しており、大規模な酸性の火山活動の場であった。その基盤には美濃-丹波帯の中・古生界があり、しばしば大規模な花崗岩類の貫入も見られる。大陸性地殻をもつまでに発展・成熟した火成弧 (陸弧) から供給された碎屑物は、たとえ活発な火山活動が進行している最中であっても、火山岩類に由来する碎屑物とともにかなりの量の古期堆積岩類や花崗岩類起源の碎屑粒子を含むものと考えられる。それゆえ、和泉層群や日和佐累層の砂岩で代表される領域は、成熟した火成弧 (EMA: evolved and matured magmatic arc provenance) に対応するものと考えて良いであろう。

<削剝された火成弧>

試料 E に代表される四万十累帯南帯の古第三紀の砂岩は、石英が多く、岩片が少ないという共通した特徴を持つ (岡田, 1977; 寺岡, 1979; 徳岡・公文, 1979; Kumon, 1983)。ただし、九州及び四国西部では、岩片量がやや多い傾向が認められる。四万十累帯南帯の碎屑物のおもな供給源は、内帯の花崗岩・火山岩・古期堆積岩類の分布域 (領家帯-美濃-丹波帯) と考えられる (南からの供給が見られるのは紀伊半島の南部地域に限られる)。そこは、前述のように白亜期後期から古第三紀前期にかけて大規模な酸性の火山・深成活動のあった場であるが、古第三紀には削剝が進行して、深部の深成岩類や基盤の古期堆積岩類が広く露出するようになったものと考えられる (寺岡, 1979; Kumon, 1983)。その点で、四万十累帯南帯の砂岩が代表する領域は、削剝の進行した火成弧 (DMA: dissected magmatic arc provenance) を表すものと考えて良いであろう。

丹波帯 II 型地層群のうちの TII a, TII b の砂岩は、四万十累帯南帯の砂岩と良く似た組成を持っている (楠・武蔵野, 1989)。一方、TII c の砂岩は、岩片がやや多く、成熟した火成弧型の砂岩組成を示す。TII c, TII b, TII a の順にその年代が若くなっていることから、TII c から TII a へ岩片が少なく

なる組成の変化は、後背地であった火成弧(陸弧)の削剝過程に対応した変化であると考えられている(楠・武蔵野, 1989, 1991)。

試料 A に代表される丹波帯 I 型砂岩は、I 型地層群の最上部に位置するジュラ紀最後期の堆積物であり、II 型地層群の砂岩より少し若い年代を持つ。II 型地層群の砂岩組成は、古い時代のものから徐々に岩片が減り石英が増加する系統的な変化を示し、ほぼそのトレンドの延長上に I 型砂岩が位置している(楠・武蔵野, 1991)。しかし、I 型砂岩は、II 型砂岩とは異なる古流向を持つことから、II 型砂岩の後背地の削剝が一段と進行する中で、古期堆積岩類や変成岩類が広く露出するような後背地が新たに加わったものと考えられる。

以上のことから、四万十累帯南帯の砂岩、丹波帯の I 型および II 型砂岩の示す領域は、「削剝された火成弧」に対応するものと考えられる。

<深く削剝の進行した火成弧>

試料 C を採集した相馬中村層群富沢層の砂岩は、南部北上帯中帯の同時代の地層の砂岩と同様に石英の割合が極めて高く、岩片の割合がごく小さい(Okami, 1969)。滝沢(1977)および Takizawa (1985)は、南部北上帯の砂岩組成は、古生代後期からジュラ紀にかけて段階的に変化すること指摘した。古生代後期の後背地は中性から塩基性の火山岩類に富んでいたと考えられている(Mikami, 1969; 三上, 1971)。削剝の進行にともなって深部の多様な岩石が露出するとともに、深成岩類の分布が広がり、より岩片が少なく、石英が多い砂岩が形成されたものと考えられる。すなわち、富沢層の砂岩は、火成弧の削剝過程が著しく進んだ段階(DDMA: deeply dissected magmatic arc provenance)に対応するものと考えられることができる。

炭層を形成する沖積堆積物には、著しく石英に富む砂岩が伴われる場合がある。ganister と呼ばれる石英質砂岩の形成には、堆積後に間隙水の通過によって不安定鉱物が溶解されることが要因として働いたことが知られている。炭層を伴う富沢層場合、砂岩の粒度組成と鉱物組成との間に密接な関係があり、前述のような作用の存在をすべて否定することはできないが、石英質砂岩の形成には、おもに強風化によってもたらされた高い鉱物学的成熟度をもつ砕屑物が供給される環境が存在したことが指摘されている(Okami, 1969)。日本列島では石英に著しく富む石英質砂岩の産出はあまり多くないが、浅

海性の堆積環境からの報告もある(宮本, 1976)。それは波浪などの強い運動エネルギーによって脆弱な粒子が破壊され、より細粒な粒子がふるい分けられて運びさらされた結果である。これらの例のように、石英砂岩の形成には、広い意味での堆積環境の影響が大きく作用した 경우가多く、単純に後背地を反映したものとすることは問題があるかも知れない。

<火山活動の再開した成熟火成弧>

試料 B に代表される四万十累帯北帯の佐伯亜帯の砂岩は、長石の多いワッケであり、同じ時代で類似の組成をもった砂岩は北帯の北部に広く認められる(寺岡, 1977b, 1979; 寺岡ほか, 1974; 寺岡・奥村, 1992; 岡田, 1977; Kumon, 1983; 公文・川端, 1986)。佐伯亜帯の砕屑物は内帯側に由来すると考えられている(寺岡, 1977b, 1979; Kumon, 1983)。その後背地が丹波帯の地層に砕屑物を供給した後背地と同じものであれば、白亜紀に削剝がさらに進んで、I 型砂岩以上に石英に富んだ砕屑物が期待される。一方、既に陸化した丹波帯(美濃帯)が新たな後背地となったのであれば、砕屑岩が主要な供給源になるので、やはり石英に富んだ堆積物が予想される。しかし、実際には石英がかなり少なく、長石が多い砂岩である。Kumon(1983)は、その後背地を白亜紀火山活動の先駆的な活動の始まった内帯と考えた。中性の火山活動が始まり、火山岩類が一定の範囲で地表を覆うようになったため、やや石英が少なく、斜長石が多い砕屑物が形成されたと考えたと説明ができるからである。その根拠としては、佐伯亜帯の砂岩には中性火山岩の岩片が比較的多く含まれること、佐伯亜帯に酸性凝灰岩層が分布することがあること(寺岡ほか, 1990)、内帯に分布する同時代の関門層群には、下部の脇野亜層群には薄いながらも酸性凝灰岩が挟まれていること、上部の下関亜層群には中性～酸性の火山岩噴出岩類が多量に含まれていること、などがあげられる。また、後期白亜紀の前期にあたる大野川層群は、中国地方の内帯を後背地としているが、佐伯亜帯の砂岩と類似した砂岩組成を示すこと(寺岡, 1977b)も、このような考えを支持する。

四万十累帯の佐伯亜帯に代表される組成の砂岩は、一旦削剝の進行した火成弧(陸弧)に再び火山活動が発生しはじめた後背地(RMA: renewed magmatic arc provenance)を反映したものと考えられることができる。

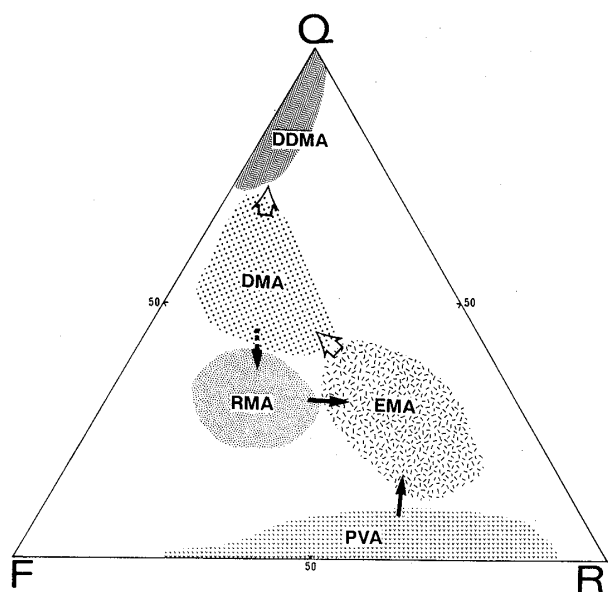


Fig. 6. Tentative proposal for discriminating the provenance types of magmatic arc, based on the traditional modal point-counting method. PVA: primitive volcanic arc provenance, EMA: evolved and matured magmatic arc provenance, DMA: dissected magmatic arc provenance, DDMA: deeply dissected magmatic arc provenance, RMA: renewed magmatic arc provenance. Solid and dashed arrows show an evolving or roofing process, and open arrows indicate an unroofing or dissecting process. Q: total quartz, F: total feldspar, R: total rock fragments.

以上のような砂岩組成と後背地区分との対応づけの試案を Fig. 6 に示す。同時に、砂岩組成の層序的変遷をもとに、後背地の変化のパターンも組み入れてみた。黒の矢印は火成活動の発達と発展の方向を示しており、それによって後背地の地表を覆う火山岩類の分布は大きくなる (roofing process; Kumon, 1985)。また、大陸地殻の成長にともない、酸性の火成活動の割合が大きくなり、石英粒子の増加することにも対応する。白抜き矢印は、主要な火山活動が終了した後に、表層を覆った火山岩類が削剥され、より深部の深成岩類や古期の堆積岩類が広く露出する過程 (unroofing process; Mansfield, 1979) を表現している。破線の矢印は、削剥された火成弧における火山活動の再開を示している。

日本列島の例に基づく後背地の性格区分であるが、大局的には Dickinson *et al.* (1983) の後背地区

分と似た結果と言える。もちろん、三角ダイアグラムの端成分の取り方に差があるので、Q-F-R 図と Qm-F-Lt 図を比較する場合には、Fig. 3 と Fig. 4 の違いに表れているように、前者では後者より岩片量を少なめに、石英と長石を多めに見込む必要がある。

しかし、両者を詳しく比較してみると、削剥された火成弧にあたる試料 A・E は、Dickinson らのダイアグラムでは continental block provenances の transitional continental に、試料 C は同じカテゴリの中の craton interior に対応することになり、位置づけが少し違うことになる。また、試料 B・D・F・G は magmatic arc provenances に対応するという点では良いのだが、その中でも B・F は dissected arc に、D・G は transitional arc に対応することになる。しかし、試料 G は、中～塩基性の火山活動の活発な volcanic island arc に由来すると考えられている (紺谷ほか, 1986)。また、日本でもっとも岩片の多い砂岩の 1 つである和泉層群の砂岩 (試料 D) できえ、transitional arc である。これらの問題は、Dickinson らの提案も細かな点では再検討の必要があることを示している。

おわりに

今回提案した試案は、火成弧に由来する砂岩の後背地区分の中で未成熟な島弧と成熟した島弧とを区別したこと、古生代後半以降ずっと島弧-海溝系の変動帯であった日本列島の資料を基に活動中の火成弧と削剥された火成弧のより適切な位置を推定したこと、時代的な変遷の過程に、unroofing 過程だけでなく、火山活動の発生・発展に伴う roofing 過程を位置づけた点が Dickinson *et al.* (1983) の提案に対しての重要な改善点である。

後背地を明らかにするためのモード組成の測定方法は、Gazzi-Dickinson method が粒度の違いによる影響を少なくする点で明らかに利点をもっており、また、個人差が小さくなるという点でも有効である。しかし、従来の測定方法が堆積環境を反映しやすいという指摘があり、また、普遍的に使われている砂岩分類の基礎にもなっている。今後のモード測定の方法は、染色をした薄片を用いて、従来の測定方法と Gazzi-Dickinson method の両方に対応した測定を行い、目的に合わせてデータの取り扱いを工夫していく必要があるであろう。また、今回提案したような後背地を判別する三角ダイアグラ

ムは Gazzi-Dickinson method の端成分を使ったものにすることが望ましいが、伝統的な測定方法の資料を Gazzi-Dickinson method に置き換えることが必要であり、現状では難しいところである。三角ダイアグラムにおける造構場区分間の境界の位置も、今後の研究の積み重ねによって、より適切な位置を探す必要がある。

なお、今回の研究で設定した標準砂岩は、希望者に配布するための試料を用意してあるので、君波(山口大・理)まで申し込まれたい。これらについては主化学組成の資料も出されている。

本研究には、文部省科学研究費補助金(総研 A, 63302019)を使用した。測定に使用した標準砂岩の薄片は、信州大学理学部松澤荘司技官に作成していただいた。これらの方々に深く感謝する。

文 献

- Bailey, E.H. and Stevens, R.E., 1960, Selective staining of K-feldspar and plagioclase on rock slabs and thin sections. *Am. Mineralogist*, **45**, 1020-1025.
- Choi, J.Y., 1989, Middle Permian to Upper Triassic sandstones in the Maizuru Terrane, Southwest Japan. *News, synthetic research on the sandstones in mobile belt*, no.1, 42-44.
- Dickinson, W.R., 1970, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Jour. Sed. Petrology*, **40**, 695-707.
- Dickinson, W.R., 1971, Detrital modes of New Zealand graywackes. *Sed. Geology*, **5**, 37-56.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knapp, R.A., Lindberg, F.A. and Ryberg, P.T., 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *GSA, Bull.*, **94**, 222-235.
- Dickinson, W.R. and Rich, E. I., 1972, Petrologic intervals and petrofacies in the Great Valley Sequence, Sacramento Valley, California. *GSA, Bull.*, **83**, 3007-3024.
- Dickinson, W.R. and Seely, D.R., 1979, Structure and stratigraphy of forearc regions. *AAPG, Bull.*, **63**, 2-31.
- Dickinson, W.R. and Suczek, C.A., 1979, Plate tectonics and sandstone compositions. *AAPG, Bull.*, **63**, 2164-2182.
- Dott, R. H. Jr., 1964, Wacke, graywacke and matrix - what approach to immature sandstone classification? *Jour. Sed. Petrology*, **34**, 625-632.
- Gazzi, P., 1966, Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Mineralog. et Petrog. Acta*, **12**, 69-97.
- Graham, S.A., Ingersoll, R.V. and Dickinson, W.R., 1976, Common provenance for lithic grains in Carboniferous sandstones from Ouachita Mountains and Black Warrior basin. *Jour. Sed. Petrology*, **46**, 620-632.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D. and Sares, S.W., 1984, The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Jour. Sed. Petrology*, **54**, 103-116.
- Inman, D.L., 1952, Measures for describing the size distribution of sediments. *Jour. Sed. Petrology*, **22**, 125-145.
- Kiminami, K., 1983, Sedimentary history of the late Cretaceous-Paleocene Nemuro Group, Hokkaido, Japan: a forearc basin of the Paleokuril arc-trench system. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **89**, 607-624.
- 君波和雄・紺谷吉弘, 1983, 常呂帯佐呂間層群の堆積学的研究. *地球科学*, **37**, 38-47.
- 紺谷吉弘, 1980, 日高帯南東部の日高累層群について - その 2 中の川層群の砂岩組成と供給源の性格 -. *地質雑*, **86**, 1-14.
- Kontani, Y. and Kiminami, K., 1980, Petrological study of the sandstones in the Pre-Cretaceous Yubetsu Group, northern Hidaka Belt, Hokkaido, Japan. *Earth Science (Chikyū Kagaku)*, **34**, 307-319.
- 紺谷吉弘・君波和雄・田近 淳・間庭 賢, 1986, 常呂帯・根室帯の白亜紀堆積岩類. *地団研専報*, **31**, 157-171.
- Krynine, P.D., 1948, The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. *Jour. Geology*, **56**, 130-165.
- 公文富士夫, 1981, 徳島県南部の四万十累帯白亜系. *地質雑*, **87**, 277-295.
- Kumon, F., 1983, Coarse clastic rocks of the Shimanto Supergroup in eastern Shikoku and Kii Peninsula, Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. B (Geol. & Min.)*, **49**, 63-109.
- Kumon, F., 1985, Stratigraphic change of the coarse clastic rocks of the Shimanto Supergroup in eastern Shikoku, Southwest Japan. In Nasu, N. et al. eds., *Formation of Active Ocean Margins*. TERRAPUB, 819-833.

- 公文富士夫・川端清司, 1986, 赤石山地の四万十帯白亜系の砂岩組成. 碎屑性堆積物の研究, **4**, 17-22
- 楠利夫・武蔵野 実, 1989, 丹波帯砂岩の特性. 地球科学, **43**, 75-83.
- 楠利夫・武蔵野 実, 1991, 丹波帯南西部の“非丹波層群”の砂岩—モード解析とその比較—. 地球科学, **45**, 39-50.
- Mansfield, C.F., 1979, Upper Mesozoic subsea fan deposits in the southern Diablo Range, California: record of the Sierra Nevada magmatic arc. *GSA Bull., Part I*, **90**, 1025-1046.
- McMillen, K.J., Enkeboll, R.H., Moore, J.C., Shipley, T.H. and Ladd, J.W., 1982, Sedimentation in different tectonic environments of the Middle America Trench, southern Mexico and Guatemala. In Leggett, J.K.ed., *Trench and fore-arc geology. Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, **10**, Blackwell, Oxford, 107-119.
- Mikami, T., 1969, A sedimentological study of the lower Permian Sakamotozawa Formation. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D*, **19**, 331-372.
- 三上貴彦, 1971, 南部北上山地日頃市地方古生層砂岩の予察的研究. 地質学論集, **6**, 33-37.
- 宮本隆実, 1976, 和歌山県有田郡広川町北西方(天王山~西広付近)に発達する石英質砂岩について. 児島丈児先生還暦記念文集, 230-236.
- Nishimura, T., 1976, Petrography of the Izumi sandstones in the east of the Sanuki Mountain Range, Shikoku, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **82**, 231-240.
- 西村年晴, 1992, 鉱物組成・化学組成からみた和泉砂岩. 地質学論集, **38**, 147-153.
- 西村年晴・飯島 東・歌田 実, 1980, 四国・淡路島の和泉層群の沸石続成帯と堆積盆解析. 地質雑, **86**, 341-351.
- 岡田博有, 1968a, 砂岩の分類と命名. 地質雑, **74**, 371-384.
- 岡田博有, 1968b, 砂岩の分類と命名—補遺. 地質雑, **74**, 617-622.
- 岡田博有, 1971, 再び砂岩の分類と命名について. 地質雑, **77**, 395-396.
- Okada, H., 1971, Classification of sandstones: analysis and proposal. *Jour. Geology*, **79**, 509-525.
- 岡田博有, 1977, 九州四万十帯層群砂岩の予察的研究—とくに岩石帯 (petrographic zone) の提唱—. 九大理研報 (地質), **12**, 203-214.
- Okami, K., 1969, Sedimentary petrographic study of the quartzose sandstone of the Tomizawa Formation. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd ser. (Geol.)*, **41**, 95-108.
- Pettijohn, F.J., 1954, Classification of sandstones. *Jour. Geology*, **62**, 360-365.
- 碎屑性堆積物研究会編, 1983, 堆積物の研究法—礫岩・砂岩・泥岩—. 地学団体研究会, 378p.
- Shiki, T., 1961, Studies on sandstones in the Maizuru Zone, Southwest Japan II: Graded bedding and mineral composition of sandstones of the Maizuru Group. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. B*, **27**, 293-308.
- Stewart, R.J., 1978, Neogene volcanoclastic sediments from Atka basin, Aleutian ridge. *AAPG, Bull.*, **62**, 87-97.
- 田近 淳, 1988, 北海道東部, 常呂帯の上部白亜系湧別層群の層序と構造—海溝付加体モデルの適用—. 地質雑, **94**, 817-836.
- 滝沢文教, 1977, 南部北上帯中生代堆積盆に関する二, 三の問題. 地団研専報, **20**, 61-73.
- Takizawa, F., 1985, Jurassic sedimentation in the South Kitakami Belt, Northeast Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **36**, 203-320.
- 丹波地帯研究グループ, 1990, 丹波帯の中・古生界 (その7)—福井県遠敷郡名田庄村南部地域に分布するI型地層群—. 地球科学, **44**, 77-90.
- Tanaka, J., 1989, Sedimentary facies of the Cretaceous Izumi turbidite system, Southwest Japan—An example of turbidite sedimentation in an elongated strike-slip tectonic basin. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **95**, 119-128.
- 田中啓策, 1965, 和泉山脈中部の和泉層群, とくにその堆積構造と堆積輪廻について. 地調報告, **212**, 1-38.
- 寺岡易司, 1977a, 領家・三波川両帯における白亜紀堆積盆. 秀 敬 (編), 三波川帯, 広大出版研究会, 419-431.
- 寺岡易司, 1977b, 西南日本中軸帯と四万十帯の白亜系砂岩の比較—四万十地斜堆積物の供給源に関連して—. 地質雑, **83**, 795-810.
- 寺岡易司, 1979, 砂岩組成からみた四万十地向斜帯堆積物の起源. 地質雑, **85**, 753-769.
- 寺岡易司・奥村公男, 1992, 四万十帯北帯の構造区分と白亜系砂岩組成. 地質学論集, **38**, 261-270.
- 寺岡易司・奥村公男・今井 功, 1974, 九州耳川地域の四万十帯層群砂岩—四万十帯の構造区分に関連して—. 楠見久教授退官記念論文集, 133-151.
- 寺岡易司・奥村公男・村田明広・星住英夫, 1990, 佐伯地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 78p.
- 徳岡隆夫・公文富士夫, 1979, 赤石山地と紀伊半島の四万十帯—とくに砂岩の鉱物組成の考察—. 国立科博専報, **12**, 41-55.
- Van Der Plas, L. and Tobi, A.C., 1965, A chart for

- judging the reliability of point counting results. *Amer. Jour. Science*, **263**, 87-90.
- Zuffa, G.G., 1980, Hybrid arenites : their composition and classification. *Jour. Sed. Petrology*, **50**, 21-29.
- Zuffa, G.G., 1985, Optical Analyses of arenites : influence of methodology on compositional results. In Zuffa, G.G.,ed., *Provenance of Arenites*, D. Reidel Pub. Company, 165-189.

(要 旨)

公文富士夫・君波和雄・足立 守・別所孝範・川端清司・楠 利夫・西村年晴・岡田博有・大上和良・鈴木茂之・寺岡易司, 1992, 日本列島の代表的砂岩のモード組成と造構場. 地質学論集, 38号, 385-401. (Kumon, F., Kiminami, K., Adachi, M., Bessho, T., Kawabata, K., Kusunoki, T., Nishimura, T., Okada, H., Okami, K., Suzuki, S. and Teraoka, Y., 1992, Modal compositions of representative sandstones from the Japanese Islands and their tectonic implications. *Mem. Geol. Soc. Japan*, No.38, 385-401.)

日本列島を代表する7つの砂岩(標準砂岩)を選び, それを素材としてモード組成の測定方法の基礎的問題を詳しく検討し, 伝統的な方法とGazzi-Dickinson methodとの比較を行った。Gazzi-Dickinson methodは, 伝統的な測定方法に比べて, 粒度による影響を受けにくく, また, 個人差も小さくなるという利点があきらかとなった。標準砂岩の属する地層群の平均的砂岩モード組成と造構場との関係を基に, 後背地としての火成弧の発展過程とモード組成との対応関係を示すQ-F-Rダイアグラムの試案を提案した。未発達、島弧, 成熟した火成弧, 削剝された火成弧, 深く削剝された火成弧, 火山活動の再開した火成弧という後背地の識別ができるが, 深く削剝された火成弧を後背地をもつと認定した砂岩の組成には堆積環境も強く反映していると考えられる。