

広島大学学術情報リポジトリ  
Hiroshima University Institutional Repository

Title	岩国市柱野付近で見いだされた礫質泥岩の起源
Author(s)	濡木, 輝一
Citation	広島大学地学研究报告, 12 : 235 - 249
Issue Date	1963-03-30
DOI	
Self DOI	<a href="https://doi.org/10.15027/52532">10.15027/52532</a>
URL	<a href="https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052532">https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052532</a>
Right	
Relation	



# 岩国市柱野付近で見いだされた 礫質泥岩の起源<sup>1)</sup>

濡 木 輝 一

Origin of "pebbly mudstone" found near  
Hashirano, Iwakuni city.

By

Terukazu NUREKI

**ABSTRACT:** Hashirano, the western part of Iwakuni city, occupies a small area in the northernmost part of the zone of schistose hornfels (NUREKI, 1960). All of the rocks found in this zone have been weakly metamorphosed, but original structures of the rocks are often well preserved. There has been found neither typical turbidite nor any type of slump-structures in the zone.

So-called pebbly mudstone can be found in several exposures near Hashirano. The pebbly mudstones occur in a limited stratigraphic horizon as one bed, which is inserted in an alternated member of banded chert with pelite. The pebbly mudstones are mainly composed of breccias or pebbles of chert and sandstone with subordinate amount of pebbles of quartz and diabasic rock. The breccias of chert occur most frequently among them, and in general are not rounded but angularly shaped. There is, however, a conspicuous tendency that the longest diameter of individual breccia of chert are preferably oriented parallel to the trend of lineation on the neighboring rocks.

The writer studied various features of pebbly mudstones, especially of the breccias of chert, from the petrographic and structural petrologic view points, and discussed their origin. It is assumed that the pebbly mudstones would have been produced during an unstable phase in sedimentation. The unstable phase seems to have been originated in abrupt increase of velocity of stream, and in a little desiccation of the watery sediments. Such changes of environmental condition during sedimentation may have not occurred probably on a large scale but only on a small scale.

## 目 次

I.	ま	え	が	き
II.	地	質	概	略
III.	礫質泥岩の産状と岩石記載			
IV.	礫質泥岩のゲフェューゲ			
V.	礫質泥岩の成因の考察			
VI.	ま	と	め	
	参	考	文	献

## I. ま え が き

筆者はこれまで、おもに、岩国一柳井地方の領家帯の構造を研究してきており、その研究

1) 1960年6月19日、西日本支部例会岡山大会で発表。

成果はすでに報告した (NUREKI, 1960 ; 濡木・岡村, 1962)。

領家変成岩類のうち、変成作用の影響が比較的弱く、また、弱い変形しか受けていない片状熱変成岩類の中には、原岩の興味ある構造がしばしばよく保存されている。この論文で取り扱う礫質泥岩は原岩の構造が割合によく保存されているものの1つである。本論文では、この礫質泥岩を構造岩石学的に研究し、その成因を考察した。

報告に先だち、この研究に対して終始有益な助言と討論を下さった広島大学理学部地質学鉱物学教室小島丈見教授はじめ、岩石学研究室の方々に心からお礼を申しあげる。なおこの研究の一部は文部省科学研究費に負っている。

## II. 地 質 概 略

さきに、筆者 (1960) は岩国一柳井地方の領家帯プロパー<sup>1)</sup>を、片状熱変成岩帯、漸移帯、ミグマタイト帯の3帯に分帯した。それらのうちで、片状熱変成岩帯は最も変成度の低い帯で、領家帯プロパーの北部を占めている。片状熱変成岩帯の北縁は、従来、ほぼ岩徳線付近だろうといわれているが、さらに北の領家外縁帯との間に地質学的な不連続線なく、相互の岩石学的な境界を明確に決めるのはむずかしい。また、南縁は、だいたい、玖珂郡周東町別所畑から岩国市本呂尾を結ぶ衝上性断層付近といえることができる。しかし、この衝上性断層の北側から片麻岩を産することもあるので、衝上性断層は、厳密には、岩石学的な南縁でなく、記載上便宜的に決めた南縁なのである (NUREKI, 1960, 濡木・岡村, 1962)。

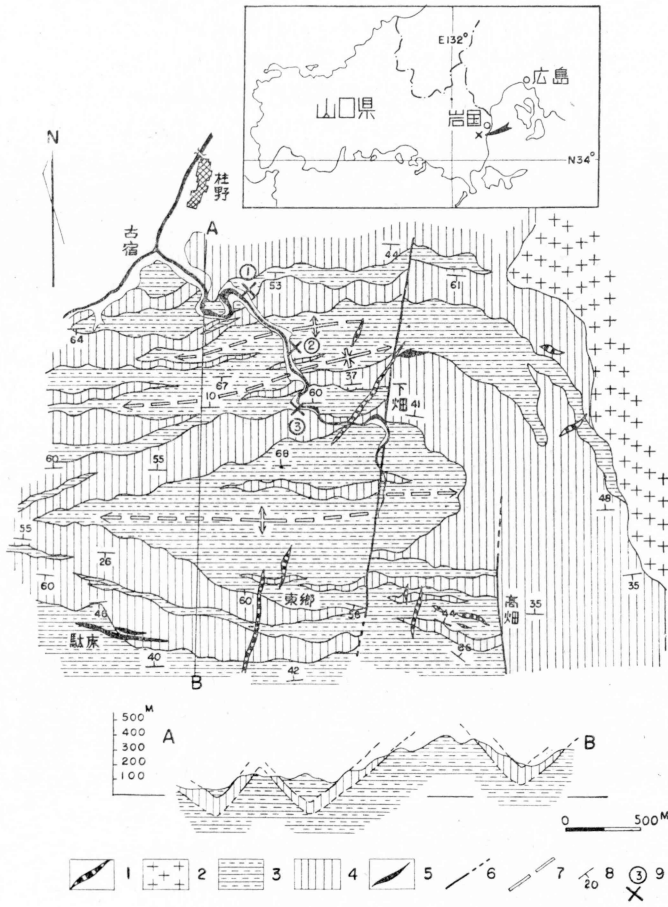
片状熱変成岩帯を構成する変成岩類の原岩は、縞状チャート、砂岩、縞状泥岩<sup>2)</sup>、泥岩、泥灰岩、石灰岩、輝緑岩岩脈などである。これらのうち、縞状チャートと泥岩がおもな構成メンバーで、他の泥岩類がこれに従う。その他の岩石は主要な構成メンバーではない。原岩層序<sup>3)</sup>からみれば、片状熱変成岩帯では上部に縞状チャートが、下部に泥岩が圧倒的に多い。上部には数枚の縞状チャート層を産する。おのおのの層を横に追うと、層厚はかなり変化するが、よく連続している。縞状泥岩はこれらのチャート層にはさまれて産することが多い。縞状チャート層のうちで最も厚いものは平均層厚300mに達する。ここで問題にしている礫質泥岩は、この最も厚い縞状チャート層のすぐ上にくる縞状泥岩中に含まれている (第1図)。他の層準の縞状泥岩からは、今までのところ、礫質泥岩を発見していない。

片状熱変成岩帯では数個の背斜と向斜が繰り返しているが、帯の南縁近くに主要な背斜が1つあって、上の数個の背斜や向斜はこの主要な背斜の北翼上にある副背斜や副向斜なのである。これらの副背斜や副向斜の軸はほぼ東西走向で、相互に完全に平行である。副背斜

1) ここで領家帯プロパーというのは、小島・岡村 (1952) の用語に従ったものである。小島・岡村は山口県東部で古期岩類の分布する地域を2分し、北部の弱変成ないし不変成古生層の分布する地域を領家外縁帯、南部の片岩、片麻岩、花崗岩類からなる地域を領家帯プロパーと呼んだ。

2) 縞状泥岩と泥岩はおもに野外観察で区別したものである。前者はチャート質な優白色縞を多量に含む泥質岩で、後者はこの優白色縞を全く、ないしごく少量しか含まない泥質岩である。野外で泥岩と呼んだ岩石でも、鏡下で観察すると、きわめて薄い優白色縞を多少含んでいるのが普通である。

3) 原岩層序については稿を改めて公表する予定である。



第1図 山口県岩国市柱野周辺の地質図

- |           |             |             |
|-----------|-------------|-------------|
| 1 脈岩類     | 2 広島花崗岩     | 3 縞状泥岩および泥岩 |
| 4 縞状チャート  | 5 輝緑岩       | 6 断層        |
| 7 向斜軸と背斜軸 | 8 層理面の走向・傾斜 | 9 礫質泥岩の露出地  |

軸の落しは、多少の例外を除けば、東方へ10°~20°突込んでゐる。

片状熱変成岩、特に、縞状チャートや縞状泥岩、泥岩などでは、リニエーションが常にはっきり観察できる。砂岩、泥灰岩、石灰岩、輝緑岩などでもリニエーションは普通に観察される。リニエーションには大別して2種のものがある。1つは層理面 (bedding-surface) や葉理面 (foliation) の微褶曲や、これらの面上に特定の鉱物が定方向配列して表示されるもので、他は、裂け劈開 (fracture-cleavage) やスレート劈開 (slaty-cleavage) と層理面の交線で特徴づけられるリニエーションである。これらのリニエーションの方位を統計的に処理した結果によると、リニエーションはすべて、相互に完全に平行である。さらに、これらのリニエーションの方位は、上に述べた副背斜や副向斜などの軸の方位とほぼ完全に平行である。いいかえると、片状熱変成岩帯は、リニエーションや小褶曲軸などの小構造から副背斜や副向斜などの大構造に至るまで、線構造の方位が一様な、構造岩石学的にきわめて均

質な地域である。

### III. 礫質泥岩の産状と岩石記載

#### A. 礫質泥岩の産状

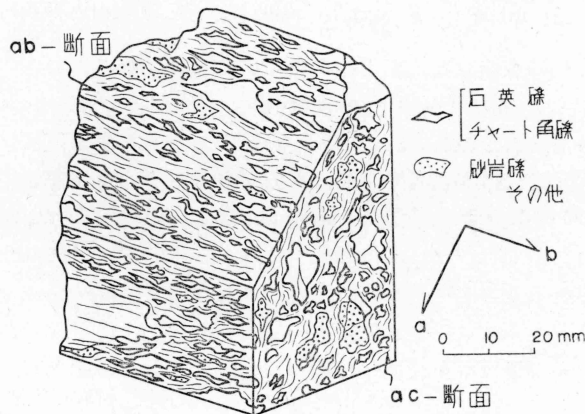
先に述べたように、礫質泥岩をはさむ縞状泥岩は同じ層準のものと考えられる(第1図)。縞状泥岩は泥質岩からなる優黒色縞と砂質ないしチャート質岩からなる優白色縞とが互層したものであるが、2種の縞の境界は必ずしもはっきりしていない。優白色縞が増して、岩石全体が砂岩質になると、異種の縞の境界が一般に不明瞭になる傾向がある。問題の礫質泥岩はこの種のかなり砂岩質な縞状泥岩中にはさまれている。縞状泥岩中で graded bed を見いだすことはできない。

この論文で取り扱うのは、岩国市下畑の西方約700m地点にある産出地 No. 3 のみである。下畑の南には波長約1kmの背斜があり、北には南の背斜よりも少しスケールの小さい向斜がある。下畑南方の背斜の軸はほぼ東西走向で、東端はゆるく東に落し、西端はゆるく西に落している。下畑北方の向斜に関する詳しい資料がないので、向斜軸の方位の変化を明記するのはむずかしいが、少なくとも走向は南の背斜のそれに平行である。上の背斜軸のように大構造軸がたわむ現象は他地域の褶曲帯でも普通に観察されるもので、褶曲運動期に大構造軸が軸方向に伸張したためだと一般に信じられている。下畑でもこの説明が妥当である。

No. 3 の産出地は上の向斜と背斜にはさまれた翼部に位置している。つまり、No. 3 の地点では原岩の褶曲期にかなり強い層理面に沿う剪断運動が起ったことが期待される。

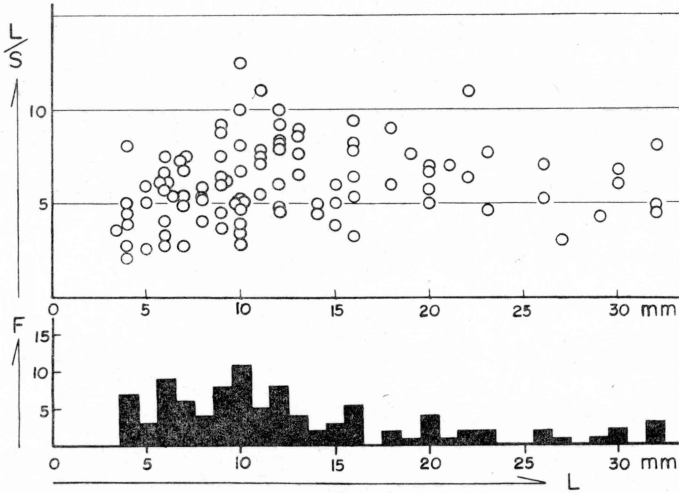
問題の礫質泥岩は幅約1mの層(礫質泥岩層と呼ぶ)として縞状泥岩の中にはさまれて産する。礫質泥岩層自身の中央部に厚さ約10cmの縞状チャート層が1枚はさまれている。礫質泥岩層と縞状チャート層との境界は鮮明だが前者と周囲の縞状泥岩との境界はむしろ漸移的である。つまり、礫質泥岩中の礫の量が急激に減って、礫質泥岩は縞状泥岩に移化している。

礫質泥岩中の礫は白色あるいは灰白色で優黒色のものはごくまれにしか発見できない。礫の形はどんな断面で観察してもきわめて不規則で、大半の礫は角礫と呼ぶのが適当である



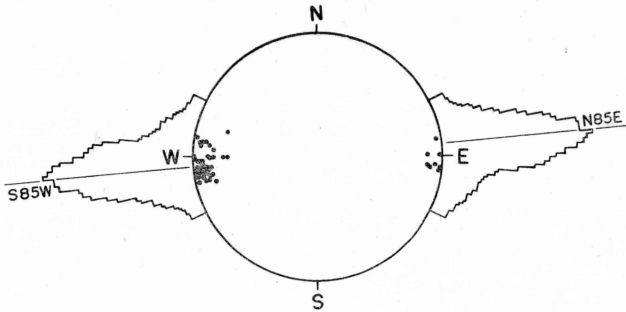
第2図 礫質泥岩の標本のスケッチ

(第2図)。露頭で礫種が判別できる大きさの礫を注意深く観察すると、角礫状のものはチャート礫(チャート角礫と呼ぶ)が圧倒的に多い。チャート角礫と砂岩礫は不規則に混じり合って産する(Pl. 31, FIG. 1)。



第3図 礫質泥岩中の礫の長径—ひん度図と—長径/短径比図。

資料を測定した面はab-断面にほぼ平行。L 礫の長径 S 礫の短径 F 礫のひん度



第4図 礫質泥岩中の礫の長径の方位と礫質岩層周辺の岩石で見られるリニエーションの関係。

資料を測定した面はab-断面にほぼ平行。長径の方位を Achsenrose で、リニエーションのポールを下半球投影で示した。

露頭で ac-断面<sup>1)</sup>(横断節理面に平行)を観察すると、第2図に示しているように、砂岩の形はやや丸味を帯びてはいるが angular である。また、b-断面で観察すると、砂岩礫の形は ac-断面に比べて角ばっており、チャート角礫と共に b 軸方向に長柱状を示す傾向が強い(Pl. 31, FIG. 2 & FIG. 3)。第3図と第4図は、いずれも、b-断面(ab-断面にほぼ平行)

1) 構造岩石学では構造要素を表示するのに、結晶学と同様に、3座標軸を設ける。3軸というのは、bが褶曲軸に平行な軸、aが層理面ないし葉理面上で、bに直角な軸、cがa,bの両軸に直角な軸である。この論文で用いた略号は次のとおりである。b-断面：b-軸に平行な面。ac-断面：b-軸に直角な面。ab-断面：a-軸とb-軸を含む面。bc-断面：b-軸とc-軸を含む面。

で礫種の区別なく構造要素を測定した結果を処理したものである。第3図を見ると、測定した範囲内では、長径 5mm~13mm の礫の産出頻度が最も高く、また L/S 比 (礫の長径 : 礫の短径) は 4~7 のものが普通であることがわかる。露頭では長径 64mm 短径 9mm の礫が最大であった。第2図を見ればわかるように、今取り扱っている礫の輪郭がひどく angular であるから、E. Cloos (1947) の提唱による *Längungsgrad* を求めても意味がない。第4図には礫の長径の方位の *Achsenrose* (HOEPPENER, 1953) と、それに、礫質泥岩層周辺の縞状泥岩で測定したリニエーションのポールが投影してある。礫の長径の方位を測定した面が正確な *ab*-断面でないから、確定的に決まらないが、礫の長径の方位がリニエーションと平行であることはほぼ間違いない。つまり、第4図に現われた事実と、この地域のリニエーションが *b*-線構造 (NUREKI, 1960) であることを考え合わせると、礫質泥岩中の大部分の礫の長径は構造軸 *b* 方向に平行である、ということが出来る。

## B. 岩石記載

礫質泥岩を鏡下で観察すると、基地の構成成分は炭質物、石英、黒雲母、白雲母などがおもて、鉄鉱物をしばしば伴う (Pl. 31, Fig. 3~6)。炭質物や石英の量は1つのサンプルの内部でかなり変化する。石英は等粒状組織をしているがごく細粒で、直径 0.01mm 前後のものが普通である。この粒度は、周囲の縞状チャートや縞状泥岩中のチャート質縞を構成する石英粒より少し小さい。炭質物や黒雲母などの優黒色鉱物は、*ac*-断面でも *b*-断面でも、礫をとり囲んだ形で現われるが、礫との境界は礫質泥岩の層理面に沿う側が鮮明で、層理面に対して高角度をなす側が不鮮明に見えるのが普通である (Pl. 31, Fig. 3~4)。この特徴は礫の種類に無関係である。これは、おもに、雲母片の (001) が礫質泥岩の層理面に平行に現われる傾向が強いためである。基地の部分で、局部的に、雲母片の定方向配列によって特徴づけられた、裂け劈開面のような面構造が観察されることがある (Pl. 31, Fig. 5) この種の劈開面は礫の外郭の一部に平行で、礫質岩の層理面とは斜交している例が多い。

礫の種類とそれらの岩石記載学的な特徴は次のようである。

(i) チャートの角礫： 構造軸 *b* 方向に伸びた形で産する礫の大部分がチャート角礫である。チャート角礫の岩石学的特徴は岩国地方の片状熱変成岩プロパーの縞状チャートと全く同一である。すなわち、石英、白雲母を主成分とし、石英の等粒状組織 (平均粒度 0.03mm) を特徴としている。比較的大きなチャート角礫を *ac*-断面で観察すると、炭質物や黒雲母からなる優黒色ラミナがしばしば見いだされる。個々の角礫のラミナはカーブしていることが多く、礫質泥岩の層理面と平行であったり斜交したりまちまちである。また、角礫相互のラミナを比べてもまちまちである。チャート角礫では、雲母片の定方向配列によって示される、ラミナに斜交する、2組の面構造が識別できることがあり、その特徴は縞状チャートと同じである。他方、*bc*-断面ではこの種のラミナは礫質岩の層理面にほぼ平行な場合が多い (Pl. 31, Fig. 2)。礫が大きくなればなるほど平行になる傾向がある。

(ii) 砂岩礫： 砂岩礫の輪郭は、*ac*-断面と *bc*-面のいずれで観察しても、チャート角礫より丸みを帯びている。砂岩礫中ではラミナが稀にしか見いだせない。ラミナの特徴はチャート角礫の場合と同じである。構成鉱物は石英、斜長石、黒雲母、白雲母、炭質物などである。砂岩礫中の雲母類はいずれも再結晶の産物で、礫質泥岩の基地の雲母類と顕微鏡的な差

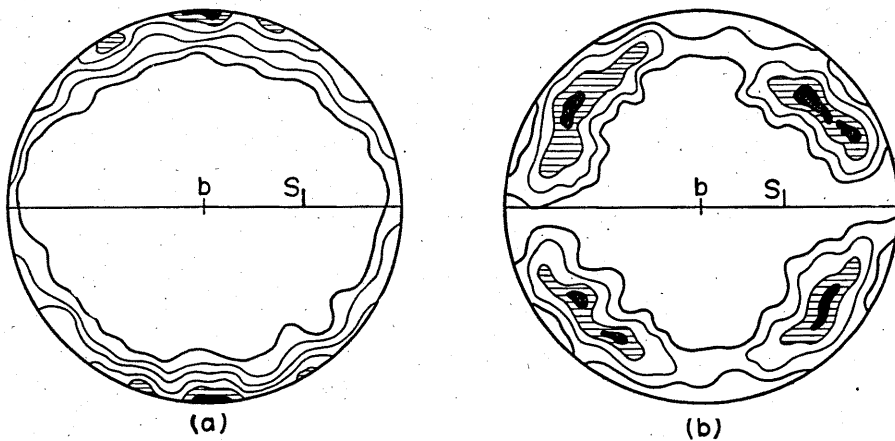
異がない。雲母片の定方向配列は見られない。

(iii) 石英礫： 石英礫では、 $ac$ -断面と  $bc$ -断面で外形の変化が全く見いだせず、従って構造軸  $b$  方向に長く伸びた傾向はない。石英礫は単結晶であるよりも、2つまたはそれ以上の石英粒が集合している場合が多い。個々の石英粒は直径  $0.3\text{mm}$ - $0.6\text{mm}$  が普通である。大部分の石英粒が波動消光を示している。石英礫の中には、まれにカリ長石を含んで、明らかな深成岩組織を示すものもある (Pl. 31, Fig. 6)。

(iv) その他の礫： ごくまれに、多量の炭質物を含んだ優黒色チャートと輝緑岩よう岩石の礫が見いだされる。観察した範囲内では、優黒色チャート礫の特徴は、炭質物が多量に含まれる点を除けば、(i) で述べたチャート角礫の特徴と同じである。輝緑岩よう岩石の礫はおもに黒雲母、石英、斜長石の小粒からなっている。再結晶のために原岩を決めるのはむずかしいが、この礫の顕微鏡的特徴は、片状熱変成岩帯中でしばしば見いだされる変輝緑岩の特徴と異なっている。

### VI. 礫質泥岩のゲフューゲ

礫質泥岩中の数個のチャート角礫とそれらを取り巻いている基地の部分について、別々に、石英と雲母類のゲフューゲ解析をした。ゲフューゲ解析の対象にチャートを選んだのは、岩国地方の片状熱変成岩類の石英ゲフューゲを解析した結果 (NUREKI, 1960) によると、縞状チャートが最もはっきりしたゲフューゲ対称を示したので、礫のうちでも鉱物組成と組織の単純なチャートが砂岩よりもはっきりしたゲフューゲ型を示すだろうと期待したからである。また、礫のうちで圧倒的に多量にあるチャート角礫を研究するのが、問題の礫質泥岩の成因を明らかにするのに近道であると考えたからである。ゲフューゲ解析の結果は第5図と第6図に示した。

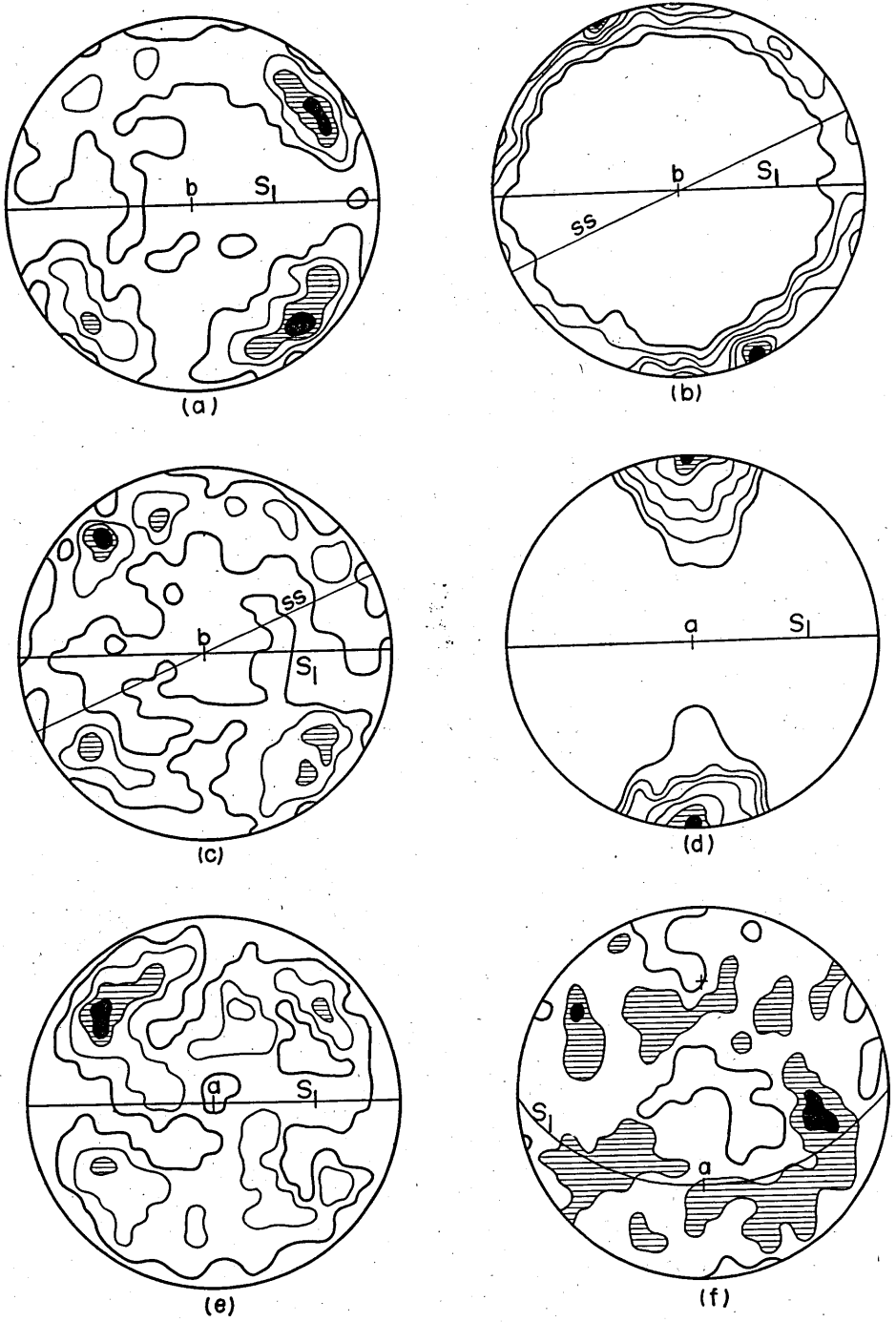


第5図 縞状チャートの雲母・石英ゲフューゲ図

- (a) 雲母,  $300 [001]$ ,  $12 > 10 - 8 - 6 - 4 - 2 \%$
- (b) 石英,  $450 c$ -軸,  $4 - 3 - 2 - 1 \%$

第5図は礫質泥岩層中にはさまれた、幅約  $10\text{cm}$  の、縞状チャート層の石英質縞からえた





第6図 礫質泥岩の雲母・石英ゲフェューゲ図

ゲフェューゲ図である。これらのゲフェューゲ図は岩国地方の片状熱変成岩化した縞状チャートプロパーからえた図と何ら異ならない。つまり、雲母ゲフェューゲ図では完全な *ac*-girdle と、1-maximum をはさむ 2-submaxima を示しており、石英ゲフェューゲ図ではほぼ完全な斜方性対称を特徴としている。

第 6a 図は礫質泥岩の基地の部分の石英ゲフェューゲ図である。図の  $S_1$  は礫質泥岩の層理面に相当する。層理面は、ゲフェューゲ解析をした範囲内でも平たんでなく、散在する礫の外郭に沿ってゆるくうねっているため、その平均面を  $S_1$  として投影したものである。第 6a 図の対称型は、いくらか単斜性を帯びているが、斜方性に近く、第 5b 図のゲフェューゲ型に酷似している。第 6b 図と第 6c 図は、*ac*-薄片 (*ac*-断面に平行な薄片) で、長径が 2.4mm 短径が 1.2mm のひし形に近い angular な外形をしたチャート角礫のゲフェューゲ図である。第 6b 図の雲母ゲフェューゲは完全な *ac*-girdle を示している。図の  $S_1$  は礫質泥岩の層理面を投影したものであるが、 $S_1$  はちょうど submaxima の 1 つに対応していて、maximum は *ss* に対応している。*ss* は角礫中のラミナに相当する面で、2-submaxima はゲフェューゲ図でのみ見いだされる角礫中の 2 組の面構造に対応している。第 6c 図の石英ゲフェューゲ図の対称型も、第 5b 図や第 6a 図と同じように、斜方性であるが、前 2 者よりも対称性が弱い。しかし、第 6c 図で対称面の 1 つになっている  $S_1$  が、角礫中のラミナでなく礫質泥岩の層理面であることは注目に値する。

第 6d~6f 図は構造軸 *b* に平行な薄片でゲフェューゲ解析をしたものである。前 2 者は、薄片面上で、長径 3.1mm、短径 1mm の角礫から、他は長径 6.3mm 短径 1.2mm の角礫からえたものである。両方の角礫中にラミナは観察できず、図の  $S_1$  はこれらの薄片を作ったサンプル (礫質泥岩) の層理面に相当する。第 6d 図では *ac*-girdle を作らず、層理面  $S_1$  に対応する maximum のみが見られる。第 6e 図と第 6f 図は、第 5b 図や第 6a 図などに比べて対称性が弱い。第 6e 図では  $S_1$  に関して弱い斜方性対称が読みとれるが、第 6f 図から対称型を読みとるのはむずかしい。

このように、チャート角礫のいくつかをゲフェューゲ解析してみると、雲母ゲフェューゲは比較的単純な対称型を示すが、石英ゲフェューゲはかなり変化する。しかし、対称性の強弱を無視すれば、角礫の石英ゲフェューゲ型は角礫中のラミナに関してでなく、礫質泥岩の層理面に関して斜方性対称を示している、ということができる。

## V. 礫質泥岩の成因の考察

これまで述べたことをもとにし、礫質泥岩の成因を次の 3 つの問題について考察しよう。  
すなわち、

1. 今まで礫質泥岩中の礫と呼んできたものが単なる "pebble" でなく tectonic inclusion ないし tectonic mélange であるおそれはないだろうか。

- |     |                     |                                |
|-----|---------------------|--------------------------------|
| (a) | 礫質泥岩の基地の石英ゲフェューゲ。   | 410 <i>c</i> -軸, 5<-4-2.5-1 %  |
| (b) | チャート角礫(A)の雲母ゲフェューゲ。 | 250 [001], 13<-11-9-7-5-3-1 %  |
| (c) | // (A)の石英ゲフェューゲ。    | 400 <i>c</i> -軸, 5-4-2.5-1 %   |
| (d) | // (B)の雲母ゲフェューゲ。    | 250 [001], 20-17-14-11-8-4-2 % |
| (e) | // (B)の石英ゲフェューゲ。    | 400 <i>c</i> -軸, 4-3-2-1 %     |
| (f) | // (C)の石英ゲフェューゲ。    | 410 <i>c</i> -軸, 3-2-1 %       |

2. 礫質泥岩が周囲の岩石と共に変形運動を受けた際に、礫は構造軸  $b$  方向に伸長したのだろうか。

3. 礫質泥岩はどんな環境で形成されたのだろうか。

という問題である。これらの問題が解決できれば、下畑の礫質泥岩の成因を説明することができると思われる。

#### A. 第 1 の 問 題

tectonic inclusion は、構造帯では普通に見いだせるもので、incompetent rock (泥質岩など) 中に competent rock (砂岩やチャートなど) が、ちょうど火成岩中の包有物のように、パッチ状に散在しているものの呼び名である。competent rock はもともとひと続きの岩層であったものが、変形運動をこうむって、ばらばらにされてしまったものである。したがって、個々の tectonic inclusion を注意深く観察すると、大いの場合、もとの岩層を復元することができる。tectonic inclusion の 1 種に、スコットランド地方で tectonic mélange と呼ばれているものがある。tectonic mélange は剪断・差動運動がきわめて強く働いた地域に産し、2種またはそれ以上の岩質からなる tectonic inclusion が混在しているのに名づけられたものである (例えば SUTTON, J. and WATSON, J., 1956)。tectonic mélange を  $ac$ -断面で観察すると、いくつかのパッチ状体にもとの褶曲構造が残っていたり、隣り合った同じ岩質のパッチ状体をたどると古い褶曲構造が明らかになるのが普通である。

下畑の礫質泥岩は種々の岩質の礫からなっていて、第 2 図で明らかなように、どんな形の褶曲構造も認められない。礫質泥岩を含む縞状泥岩層は、前述したように、縞状チャート層にはさまれ、大きな褶曲構造の翼部に位置しているのも、原岩の褶曲期に層理面に沿う剪断運動が起ったはずである。しかし、礫質泥岩のすぐ下部の縞状泥岩中のチャート質薄層は、厚さ 1mm 以下のものまで完全に保存され、肉眼ではどんな形の小褶曲構造も認められない。つまり、下畑付近は tectonic inclusion ないし tectonic mélange を作りうる条件下におかれなかったと考えられる。したがって、下畑の礫質泥岩中の礫は tectonic inclusion ではない。特に、石英礫や輝緑岩よう岩石の礫は外来礫であること明らかである。これらの礫の産出が礫質泥岩層に限られていて、周囲の縞状泥岩や泥岩で見いだせないのは、この礫質泥岩が 1 つの堆積単位であることを裏書きしている。しかし、砂岩礫やチャート角礫、特に後者、は tectonic inclusion でも外来礫でもなさそうである。これらの成因についてはさらに考察しなければならない。

#### B. 第 2 の 問 題

ここでは、構造軸  $b$  方向に伸長した形跡のない石英礫や輝緑岩よう岩石の礫は考察の対象にしない。

これまで、たくさんの方が “stretched pebble” を研究し、その成因を考察している。たとえば、構造軸  $b$  に平行に伸長した礫については FAIRBAIRN (1936), STRAND (1944), KVALE (1947) などの研究があり、また、構造軸  $a$  に平行に伸長した礫の例では CLOOS, E. (1946), OFTEDAHL (1948), OSBERG (1952), BRACE (1955) などの研究がある。

上の研究者達を取り扱った礫は、いずれも回転だ円体ないし棒状体で、伸長方向がはっ

きりしたものばかりである。今考察している下畑の例では、礫の長径は構造軸  $b$  に平行に保たれる傾向はあるが、第2図で示したように、礫の外形をどんな断面で観察しても角ばっている。したがって、今まで stretched pebble として報告された例とはいろいろの特徴が異なっているので、上の研究者達の結論をそのまま現在の問題に持ち込むことはできない。

問題の礫質泥岩が周辺の他の岩層と同時に変形・変成作用をうけ、また、同じ応力条件下におかれたことは明らかである。筆者は、すでに、岩国地方の片状熱変成岩類が変形作用と変成作用を同時に1回だけこうむっていることを明らかにした (NUREKI, 1960)。礫質泥岩が変形・変成期にこうむった影響は当然雲母類、石英、炭質物などの構成鉱物に刻まれているはずである。したがって、礫が変形作用をこうむって構造軸  $b$  方向に伸長したのならば、鉱物のゲフェューゲ解析によって伸長現象を確認できるはずである。ゲフェューゲ解析を行ったチャート角礫についてこの問題を吟味してみよう。

i) 角礫が構造軸  $b$  方向に伸長したとすれば、その変形の際に礫自身は、当然、回転運動を行ったはずである。下畑の場合には、角礫の変形をひき起した外力として、構造軸  $b$  に直角的な  $ac$ -面内で層理面に平行に働いた剪断応力が考えられる。ところが、III で述べたような岩石学的特徴——第2図の示す角礫の外形の特性、角礫を取り囲む優黑色鉱物の配列の仕方、裂け劈開よう面構造のつき方、角礫中の石英粒はどんな断面で観察しても等粒状組織を示すことなど——を考察した結果では、角礫の外部回転や構造軸  $b$  方向への伸長を暗示する積極的資料は得られない。角礫中のラミナが礫質泥岩の層理面としばしば斜交している現象も、角礫の外部回転を決定づける資料ではない。

ii) 雲母類や石英のゲフェューゲ図を検討すると次のことがわかる。第6b図では角礫中のラミナ (ss) と礫質泥岩の層理面 (S<sub>1</sub>) が一致せず低角度で交わっているが、第6c図の石英ゲフェューゲ図を検討すると、斜方性対称の対称面の1つになっているのは層理面であってラミナではない。また、第6c図や第6e図には  $ac$ -girdle ないしそれに近い小円 girdle が見られない。筆者が岩国地方の片状熱変成岩類の石英ゲフェューゲ図を解釈した結果から帰納すると、角礫中のラミナに平行な面がかって石英ゲフェューゲ形成に関与したこん跡はない。すなわち、変形運動に関与した構造面は礫質泥岩の層理面に平行な面のみで、角礫中で内部回転が起ったとは考えられない。

第5図と第6図の石英ゲフェューゲ図を通じてゲフェューゲ型がすべて類似し、礫質泥岩の層理面に平行な面に関して斜方性対称を示しているのは重要なことである。これらのゲフェューゲ図は、層理面に平行な面が、変形運動の際に礫質泥岩の礫と基地の区別なく、終始主要な面構造であったことを意味している。しかし、これらの斜方性対称は層理面に沿う剪断運動を明示してはいない。構造軸  $b$  に直角的な方向の強い剪断運動が起った場合には、石英ゲフェューゲ型は  $b$  軸に関して単斜性になるのが普通だからである (KOJIMA, SUZUKI, 1958; NUREKI, 1960)。下畑の場合、礫質泥岩の層理面に平行な面内で剪断運動が起ったとしても、その剪断応力は石英ゲフェューゲに表現されるほど強力ではなかったと考えられる。

このように、石英ゲフェューゲ図で解釈した範囲では、個々の角礫が構造軸  $b$  方向に伸長した事実はない<sup>1)</sup>。砂岩礫については資料が乏しく明言できないが、チャート角礫と同じこと

1) 礫が soft matrix 中にある場合には、rigid matrix 中にある場合ほど強く伸長されない、ということとは、たとえば Cloos, E. (1946) による Maryland の礫や oolite の研究などで結論されている。

が言えそうである。ともあれ、これまでの考察を通じて、下畑の礫質泥岩が変形・変成作用をこうむった際には、礫質泥岩はほとんど現在の産状に近い形で完成されていたと考えるのが妥当である。

### C. 第 3 の 問 題

この問題を解決するには、第 1 に砂岩礫やチャート角礫のでき方を、第 2 に石英礫などの外来礫がどんな機構で礫質泥岩中にはいりこんだかという問題を考察しなければならない。第 1 の問題では、残念ながら、砂岩礫の成因は今のところ検討できないので、チャート角礫の成因を考えてみよう。

III で述べたように、チャート角礫の岩石学的特徴が礫質泥岩周辺の縞状チャートの岩石学的特徴と何ら異ならないこと、大きい角礫を  $b$ -断面で観察すると、Pl. 31, Fig. 2 で見るように、角礫の長径方向の輪郭や角礫中のラミナが礫質泥岩の層理面にしばしば完全に平行であること、角礫の外形は例外なく angular で摩滅された形跡がないことなどの現象は、チャート角礫が外来礫（固体）として長距離を運ばれたとする考えでは説明がむずかしい。他方、角礫を  $ac$ -断面で観察すると、ラミナと礫質泥岩の層理面とがしばしば斜交していること、角礫は構造軸  $b$  方向に伸長されていないにもかかわらずその長軸は  $b$  軸に平行に保たれていることなどの現象は、角礫が固体（完全に固結していない固まりであってもかまわない）として現位置に運びこまれ、堆積期に外部回転を行いながら、その長径を  $b$  軸に平行にしたと解釈してもさしつかえない。この場合、堆積流の方向は現在の構造軸  $a$  方向であったと考えられる。これらの諸現象を同時に説明しなければチャート角礫の成因は解明できない。それには、堆積期に角礫が完全な固体であっては説明がむずかしい。チャート角礫は、堆積期のある時期に堆積環境の急変が起って、泥から density と viscosity の異なるチャート質レンズ状体ないし棒状体が分離され、後者が前者の中を浮遊する状態におかれ、そのまま固結したものと考えられる。堆積環境の急変として筆者が何を考えているかは後で述べるとして、まずチャート質レンズ状体ないし棒状体がどのようにしてできたかを考えなければならない。これについては、泥から分離された時に、最初から、レンズ状体ないし棒状体であったとする考え方と、最初層状に形成されていたものが何かの作用でレンズ状体ないし棒状体に分割されたという考え方と 2 つの考え方ができる。このいずれを選ぶにしても、多かれ少なかれ、堆積環境の急変を考える必要がある。筆者は、次に述べる理由から、最初の考え方がより妥当であると考えている。

- i) 礫質泥岩中でときどき観察できる、幅 0.5mm あるいはそれ以下の薄いチャート質縞は、角礫の外郭にそってカーブしながら横によく連続している。また、縞状泥岩中で時に見られるチャートの角礫状体（ないしレンズ状体）の周囲に関しても同じ現象が見られる。これらの現象は、堆積期に、チャート角礫が周囲のチャート質縞とは別の集合体として分離していたことを暗示している。堆積流が局所的に急速化し、あるチャート質縞は分割されてレンズ状体ないし棒状体となり、他の縞はそのまま正常に堆積したという都合のいい解釈は成立しない。
- ii) 礫質泥岩層中にある幅 10cm の縞状チャート層をはさんで、その両側の礫質泥岩の種々の特性が全く同じなことは、この縞状チャート層堆積の前と後で堆積環境がほとんど変化しなかったことを暗示している。この縞状チャート層の産状は礫質泥岩周辺の縞状チャート層の

産状と同じであるから、礫質泥岩のみが特殊な堆積環境下の堆積物であることは考えにくい。つまり、礫質泥岩は、堆積期に、縞状チャートにも縞状泥岩にもなれない特性をもった堆積物質になっていたと考えられる。

iii) CROWELL, J. C. (1957) の定義に従えば、問題の礫質泥岩を pebbly mudstone と呼んでもさしつかえない<sup>1)</sup>。CROWELL はカリホルニアやスイスの pebbly mudstone を取り扱って、pebbly mudstone 形成に必要な3つの条件、すなわち、1) turbidity current の存在、2) 下層側に soft mud があること、3) pebble と mud が滑り落ちるに必要な堆積底の傾斜をあげている。CROWELL はこれらの条件が揃っていたかどうかを確かめる資料として、turbidite があるかどうか、slump-structure が見えるかどうか、という2点を重視している。下畑の場合には turbidite も slump-structure も発見できず、CROWELL の扱った pebbly mudstone の例のように、堆積環境の著しい急変（堆積底の傾斜角の増大による堆積流の速度増加など）を暗示する現象はない。したがって、チャート質層状体が堆積期に分割されてレンズ状体ないし棒状体になったと考える根拠がない。

iv) 下畑の礫質岩の産状を検討すると、intraformational breccia ないし interformational breccia の特性は見当らない。

次に、石英礫などの外来礫が礫質岩中にはいり込んだ機構と結びつけて、礫質泥岩が形成された堆積環境を考察しよう。

外来礫は全く円摩されておらず、遠距離を運ばれたとは考えにくい。現段階では外来礫の源を推定することはできないが、このような産状の外来礫に対しては、礫の源がそう遠く離れていないという解釈が一般に行われている。ともあれ、外来礫が礫質泥岩中のみ含まれているのは、チャート角礫や砂岩礫と成因的に何かの関連があるからである。つまり、チャート質レンズ状体ないし棒状体が泥の中に形成された過程と、泥の中に外来礫がはいり込んだ過程とは同じ堆積環境の中で行われたはずである。そして、その堆積環境は、礫質泥岩周辺の他の岩相の堆積環境と著しく異ならないまでも、何らか変化したはずである。この観点にたって礫質泥岩の成因を考察すれば次のように解釈できる。

チャート質レンズ状体ないし棒状体は、本来、縞状泥岩中のチャート質縞として堆積するはずであったが、堆積環境が礫質泥岩周辺の縞状チャートや縞状泥岩の場合に比べて変化したために、density と viscosity の異なるチャート質成分と泥が互層状態になりえず、前者がレンズ状体ないし棒状体として後者中を浮遊する状態におかれた。堆積環境の変化は、おそらく、堆積物質中の水分の減少や、堆積底の傾斜角度の増大に伴って泥流<sup>2)</sup>の速度がある程度増加したために起ったものであろう。外来礫はチャート質レンズ状体ないし棒状体を含んだ泥流が斜面を滑り落ちる際に、泥流の中に混り込んだものであろう。堆積底の傾斜角が

1) CROWELL は Pebbly mudstone を次のように定義している (1957, p. 1003)。“Pebbly mudstone is used here as a descriptive name for a rock composed of dispersed pebbles in a mudstone matrix without regard to manner of origin. These rocks, characterized by poor sorting and too much matrix to qualify as conglomerate, are formed in several ways,……” 下畑の礫質泥岩は基地の量に比べて礫の量がかなり多く、その意味では礫岩と呼んでもかまわない。しかし、泥質礫岩と呼ぶと、下畑の産状を考えた場合、印象がかなり異なった呼び名になってくる。

2) ここで泥流と呼んだものは“mudstream”ほど水分の少ない泥流を考へてはいない。

増大したといっても、下畑の礫質泥岩の場合には、磯見・片田 (1959) が木曾山地で推定したような、大規模な地殻運動を考えるのは困難である。

## VI. ま と め

筆者は山口県岩国市に広く分布する泥質岩原片状熱変成岩のうち、下畑で見いだした礫質泥岩の成因を考察して、次の結論をえた。

1. 問題の礫質泥岩は縞状泥岩中に含まれた1つの堆積層であって、“tectonic inclusion”ないし“tectonic mélange”ではない。
2. 礫質泥岩中にはチャート、砂岩、石英、輝緑岩よう岩石などの角礫ないし礫が含まれていて、チャート角礫がそれらの大半を占めている。
3. 石英礫と輝緑岩よう岩石の礫は疑いなく外来礫であるが、砂岩礫が外来礫であるかどうかは今のところわからない。
4. チャート角礫は原岩堆積期に外来礫として運び込まれたものとは考えにくい。礫質泥岩は、もともと、縞状泥岩として堆積するはずであったが、堆積環境の急変にあつて、densityとviscosityの異なるチャート質部分と泥質部分に2分された。前者はレンズ状体ないし棒状体として後者の中を浮遊する状態におかれたと考えられる。このレンズ状体ないし棒状体そのままチャート角礫になったものである。角礫の外形は後の変形運動によって多少変化したであろうが、角礫の長径が構造軸b方向にほぼ平行な傾向は、原岩の堆積期に形成されたものと考えられる。堆積環境の急変として、堆積物質中の水分の減少と堆積底の傾斜角の増大に伴う泥流の速度増加が考えられるが、いずれも著しい変化ではなかったであろう。外来礫は堆積環境が急変した際に混じり込んだものと考えられる。
4. 問題の礫質泥岩は CROWELL の定義にしたがつて、pebbly mudstone と呼ぶことができる。しかし、当地域に turbidite がいないこと、Slump-structure が見当たらないことなどを考慮すると、CROWELL が示した例とは成因が異なる。上で堆積環境の急変と述べたが、それはごく小規模なもので、たとえば磯見・片田が木曾山地で推定したような、地殻運動を意味するものではないにしても、礫質泥岩は領家変成岩類の原岩堆積期の不安定な1時期を反映したものであろう。

## 参 考 文 献

- BRACE, C. F. (1955): Quartzite pebble deformation in Central Vermont. *Amer. Jour. of Science*, **253**, (3), 129-145.
- CLOOS, E. (1946): Lincation, a critical review and annotated bibliography. *Geol. Soc. America Mem.*, **18**.
- (1947): Oolite deformation in the South Mountain fold, Maryland. *Geol. Soc. America, Bull.*, **58**, 843-918.
- CROWELL, J. C. (1957): Origin of pebbly mudstones. *Geol. Soc. America, Bull.*, **68**, 993-1010.
- FAIRBAIRN, H. W. (1936): Elongation in deformed rocks. *Jour. Geol.*, **44**, 670-680.
- HOEPPNER, R. (1953): Faltung und Klüftung in Nordteil des Rheinischen Schiefergebirges. *Geol. Rdsch.*, **41**, 128-144.
- 磯見 博・片田正人 (1959): 木曾山地北部の非変成古生層ならびに領家変成岩原岩の堆積相について

の考察。地調月報, 10, 1037-1052.

小島丈兒・岡村義彦 (1952) : 柳井地方。地質巡検案内書。

KOJIMA, G. and SUZUKI, T. (1958) : Rock structure and quartz fabric in a thrusting shear zone : the Kiyomizu tectonic zone in Shikoku, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Series C*, 2, 173-193.

KVALE, Anders (1947) : Petrologic and structural studies in the Bergsdalen Quadrangle : Part II, Structural geology. *Bergens Mus. Arbok 1946 and 1947*.

NUREKI, T. (1960) : Structural investigation of the Ryôké metamorphic rocks of the area between Iwakuni and Yanai, Southwestern Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Series C*, 3, 69-141.

濡木輝一・岡村義彦 (1962) : 柳井地方の領家変成帯。地質巡検案内書。

OFTEDAHL, C. (1948) : Deformation of quartz conglomerates in central Norway. *Jour. Geol.*, 56, 476-487.

OSBERG, P. H. (1952) : The Green mountain anticlinorium in the vicinity of Rochester and E. Middleburg, Vt. *Vermont Geol. Survey, Bull.*, 5.

PETTIJOHN, F. J. (1949) : *Sedimentary rocks*. New York, Harper and Bros.

STRAND, T. (1944) : Structural petrology of the Bygdin conglomerate. *Norsk geol. tidsskr.*, 24, 14-31.

SUTTON, J. and WATSON, J. (1956) : The Boyndie syncline of the Dalradian of the Banffshire coast. *Quart. Jour. Geol. Soc.*, 112, (445), 103-130.

TWENHOFEL, W. H. (1950) : *Principles of sedimentation*. McGraw-Hill Book Company, Inc.





Pl. XXXI の説明

- FIG. 1. 岩国市下畑，露出地③（第1図）の露頭写真。
- FIG. 2. 礫質泥岩の標本（bc-断面）写真。礫の大部分がチャート角礫。礫質部の両側は縞状泥岩。
- FIG. 3. 礫質泥岩（bc-薄片）の顕微鏡写真。平行ニコル。優黒色部分は礫質泥岩の基地。各礫の外形は角ばっていて，礫質泥岩の層理面に平行な外郭は鮮明で，層理面に高角度をなす外郭が不鮮明である。
- FIG. 4. 礫質泥岩（bc-薄片）の顕微鏡写真。平行ニコル。礫の内外に散在する葉片状小鉱物は再結晶黒雲母。
- FIG. 5. 礫質泥岩（ac-薄片）の顕微鏡写真。平行ニコル。礫質泥岩の基地に，局部的に，層理面に斜交する劈開面が発達している。礫質泥岩の層理面は写真上ではほぼ水平。
- FIG. 6. 礫質泥岩（ac-薄片）の顕微鏡写真。平行ニコル。カリ長石を含む石英礫。kf カリ長石，Q 石英。

