

# 日本列島最古の岩石

柴田 賢\*・足立 守\*\*

## はじめに

人間に誕生があるように どんな岩石にもその生成の時期がある。地球ができて間もない40億年もの昔にできたものもあれば われわれの目の前で地上に噴きだしてきた新しい火山岩もある。ここでは最近発見された日本最古の岩石を紹介し それと関係があると思われる日本列島の基盤問題を考えてみることにしよう。

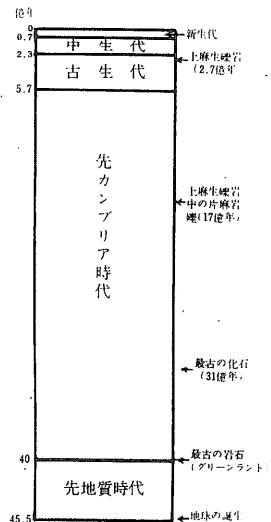
現在みられるように 日本列島はアジア大陸と太平洋との境に位置し 環太平洋造山帯と呼ばれている著しい変動帯の一部をなす島弧である。では過去の日本の姿はどのようなものであったか? という問いは多くの人々のいづく素朴な疑問であろう。

また地球科学の分野で多くの人々の関心を集めている問題の一つに“地角斜”がある。その成因・発展の歴史などについては不明な点が多く これを解明することが地球の歴史を明らかにすることであるといっても過言ではない。地角斜に関するいくつかの研究手段の中でも 過去の地角斜に堆積した礫岩・砂岩などの碎屑岩の研究は 現在では侵食されつくしたり あるいは後の造山運動によっておおい隠されてしまった地角斜の基盤や後背地の性質を直接知る大きな手がかりとなる。この基盤の問題は 地角斜の成因を考えるうえできわめて重要な意義を持ち とくに過去の地角斜と現在の島弧との関係を論ずる際にも興味あることといえよう。

## 先カンブリア地質学と地質年代測定法

現在地球上でみられる最古の岩石は西グリーンランドの Rb-Sr 全岩アイソクロン法による40億年の変成岩で

第1図 地球の歴史：地質時代の区分と長さ



第1表 いろいろな地質年代測定法

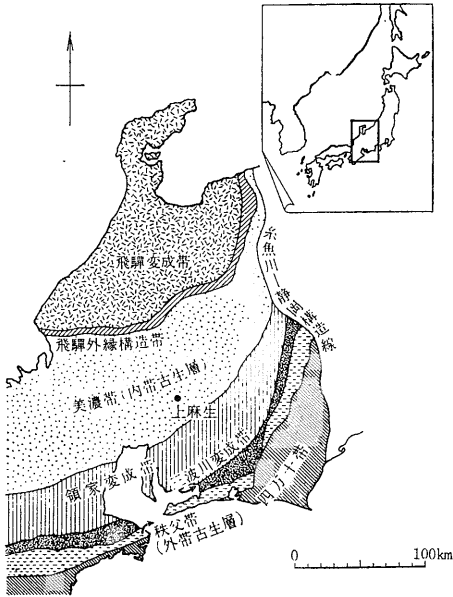
方法	核種および崩壊形式	半減期(年)	利用できる鉱物
K-Ar 法	$^{40}\text{K} \xrightarrow{\beta^-} ^{40}\text{Ar}$	$1.31 \times 10^9$	雲母 ハリ長石 角閃石 海緑石 火山岩
	$^{40}\text{K} \xrightarrow{\beta^-} ^{40}\text{Ca}$		
Rb-Sr 法	$^{87}\text{Rb} \xrightarrow{\beta^-} ^{87}\text{Sr}$	$4.7 \times 10^{10}$ $5.0 \times 10^{10}$	雲母 カリ長石 全岩
U-Th-Pb 法	$^{238}\text{U} \xrightarrow{8\text{He}} ^{206}\text{Pb}$	$4.50 \times 10^9$	ジルコン チタン石 モナザイト 閃ウラン鉱
	$^{235}\text{U} \xrightarrow{7\text{He}} ^{207}\text{Pb}$	$7.13 \times 10^8$	
	$^{232}\text{Th} \xrightarrow{6\text{He}} ^{208}\text{Pb}$	$1.39 \times 10^{10}$	

ある。この変成岩が正片麻岩であることは40億年の昔に花崗岩質地殻が地球上に存在していたことを示している (BLACK et al., 1971)。地球の歴史のうえでは今から約6~40億年前の時代をまとめて先カンブリア時代と呼んでいる。第1図からわかるように この時代は地質時代の7/8を占める長い時代であるが 化石の産出がきわめてまれであるため 従来地層の対比・区分はむずかしいとされてきた。しかしながら1950年代になって 放射性同位体を利用する地質年代測定法 すなわち K-Ar 法・Rb-Sr 法・U-Th-Pb 法 (第1表) が開発されたのに伴い 先カンブリア時代の対比・区分がかなり可能になってきた。また地質学的研究が進むにつれて先カンブリア時代にも新しい地質時代と同様な地質作用 (堆積・火成・変成作用など) が行なわれたことが明らかとなってきた。このように 先カンブリア地質学は黎明期の地球の状態や 生命の起源という重要な問題を解くうえで大きな意義を持ち 地質年代測定法とは切っても切れない仲にあることは誰しも認めるところであろう。

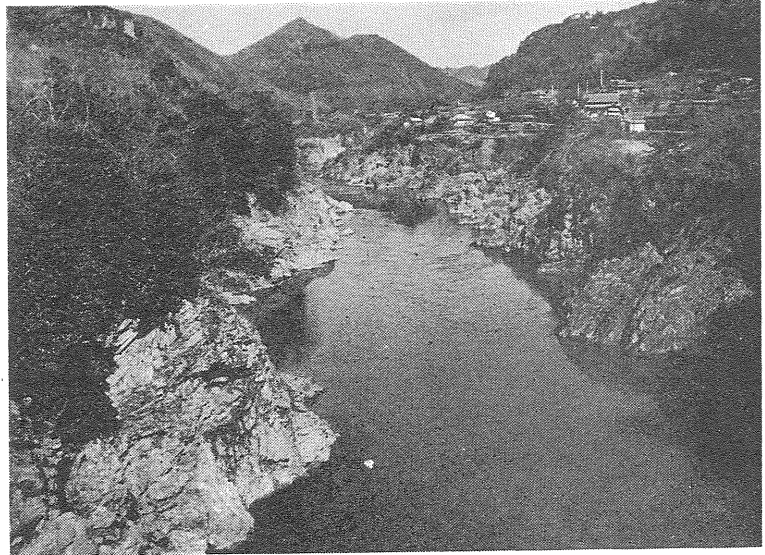
先カンブリア時代の岩石は世界の盾状地と呼ばれる安定した大陸地域に露出している 日本周辺では中国北部・朝鮮半島に広く分布している。しかし日本列島のようには何回も変動を受けた地域では かつて先カンブリア

時代の岩石が存在していたとしても 地表に残っている可能性はきわめて少なく 事実 日本における先カンブ

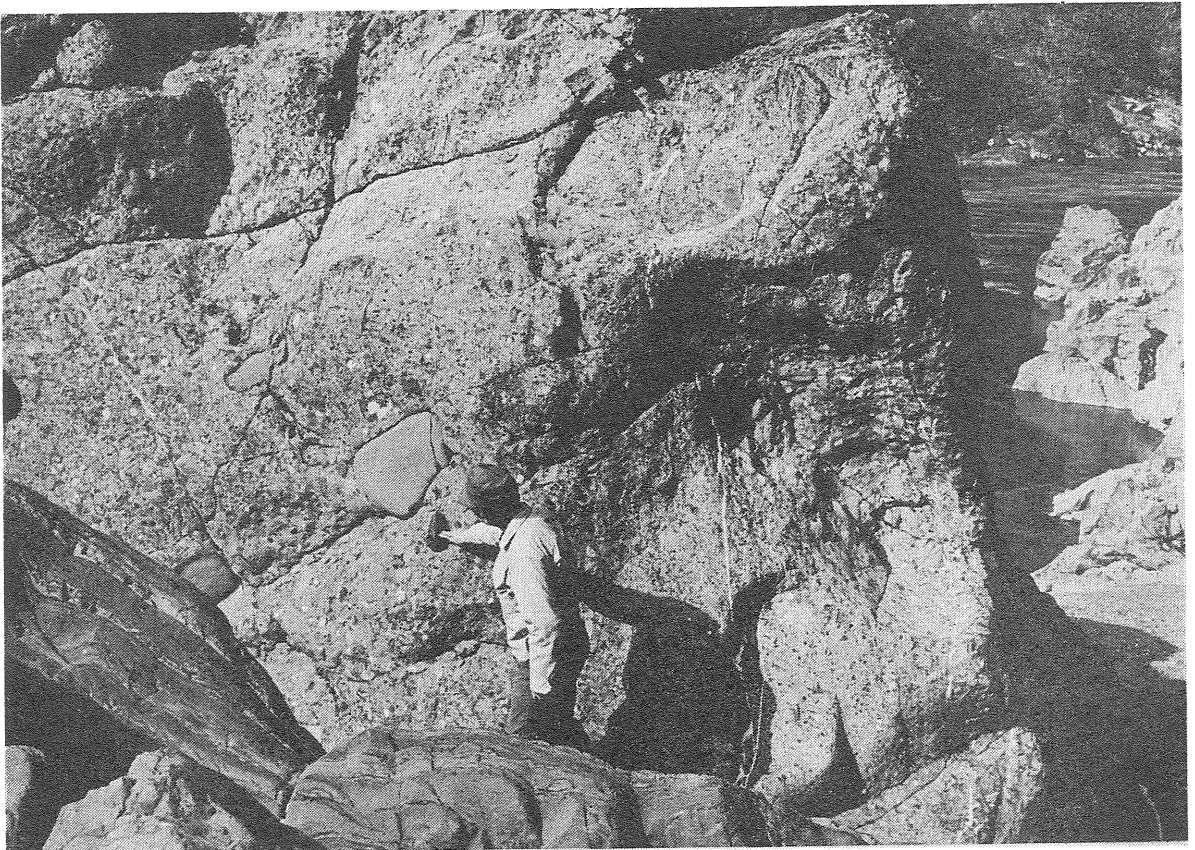
リア時代の記録としては 日本の古い基盤岩類の一つである飛騨変成岩類の同位体年代などにわずかにみられる



第2図 中部日本の地質構造区分 (柴田・足立, 1972)



写真① 岐阜県加茂郡七宗町の飛騨川沿いに発達する美濃帯古生層。上麻生礫岩はこの古生層中に層間礫岩として見出された。(撮影 正井義郎技官)



写真② 上麻生礫岩(第1層)。手前の黒い地層はシルト岩と頁岩の互層。直径数 mm~数10cm の堆積岩・火成岩・変成岩の礫が数

だけである。そして先カンブリア時代の岩石がその後の変成作用を受けずに残っている例は日本では今まで知られていなかった。

先カンブリア時代の岩石の発見

現在日本で知られている最古の化石はシルル紀(約4億年前)のもので南部北上山地(小貫, 1937)や西南日本外帯の黒瀬川構造帯(市川ら, 1956)などにわずかに存在しているにすぎない。そしてシルル紀以前のオルドビス紀やカンブリア紀の地層は日本では見出されていない。さらに古い先カンブリア時代の岩石についてはその存在を裏づける確かな証拠はほとんどない(松本ら, 1968)。

日本列島において古生代地向斜に堆積した地層は北海道から九州まで広く分布しており古くから秩父古生層と呼ばれてきた。中部日本で美濃帯古生層と呼ばれているものもこれに属し岐阜県や長野県下で広い面積を占めている。1970年3月28日足立は岐阜県七宗町上麻生(第2図 写真1, 2)の飛驒川沿いで美濃帯古生層中に発達する層間礫岩を発見し礫として花崗岩・片麻岩・紡錘虫化石(九州大学 勘米良・小沢両博士によって *Fusulinella* sp. aff. *F. simplicata* TORIYAMA と判明)を含む石灰岩などの存在を確認した。この上麻生礫岩はオーソコツァイトや珪線石片麻岩などの円礫を構成物として含んでいる。日本の古生層からオーソコツァイトや高変成度の珪線石片麻岩の礫が見出されたのはこれが最初である(足立, 1970; 1971)。

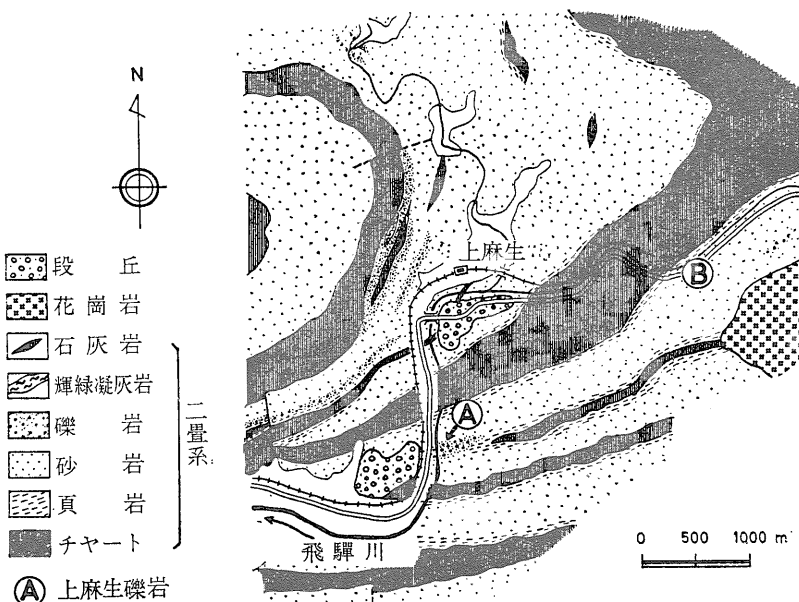
上麻生礫岩に含まれている片麻岩礫中の雲母試料について私たちは K-Ar 法と Rb-Sr 法により同位体年代を測定し10億年から17億年におよぶ先カンブリア時代の年代を得た(柴田ら, 1971; 柴田・足立 印刷中)。日本でこのように古い年代を示す変成岩が確認されたのはこれが最初である。同位体年代の詳細とその地質学的意義については後に述べることにしてまずこの先カンブリア時代の片麻岩礫を含む上麻生礫岩に焦点を向けてみよう。

上麻生礫岩

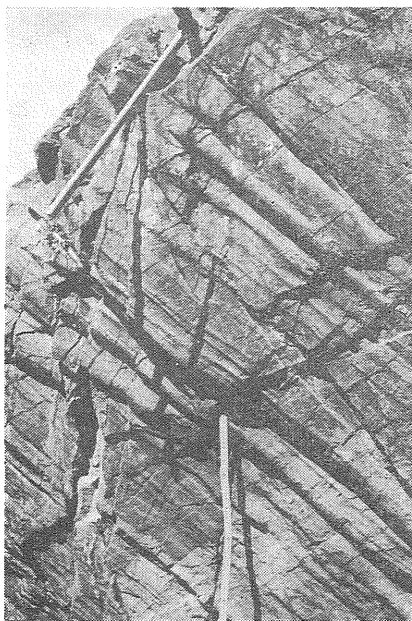
美濃帯古生層はその大部分が古生代後期の地向斜性堆積物により構成されている。全層厚は約10,000mと推定されその北部では飛驒変成帯とまたその南部では領家変成帯と境されている(第2図)。美濃帯南部の上麻生地域の二疊系は主としてグレイワック砂岩・黒色頁岩(シルト岩を含む)・層状チャートおよび礫岩からなり石灰岩と輝緑凝灰岩が少量存在する(水谷, 1964; 第3図)。石灰岩には中部二疊紀を示す *Parafusulina karimizensis* (OZAWA) *Misellina claudiae* (DEPRAT) などの紡錘虫化石が多く含まれている。砂岩は淘汰が悪く粘土基質に富みチャート層の上下数百mでは砂岩・頁岩の互層がよく発達している。この互層の砂岩の下面にはフルート キャストやグループ キャストなどのソールマーク(写真3, 4, 5)をはじめ乱泥流(turbidity current)によって形成されたと考えられる堆積構造の発達がきわめて良好で 地向斜期の堆積環境

とくに堆積物がどちらからもたらされたか いかえれば古流系の方向を推定するのに役立つ。第4図は当地域にみられるソールマークをある限られた範囲内で各単層ごとに調べた結果である。全体としての方向から90°近くもずれているものが存在することは注目すべき事実である(足立・水谷, 1971)。

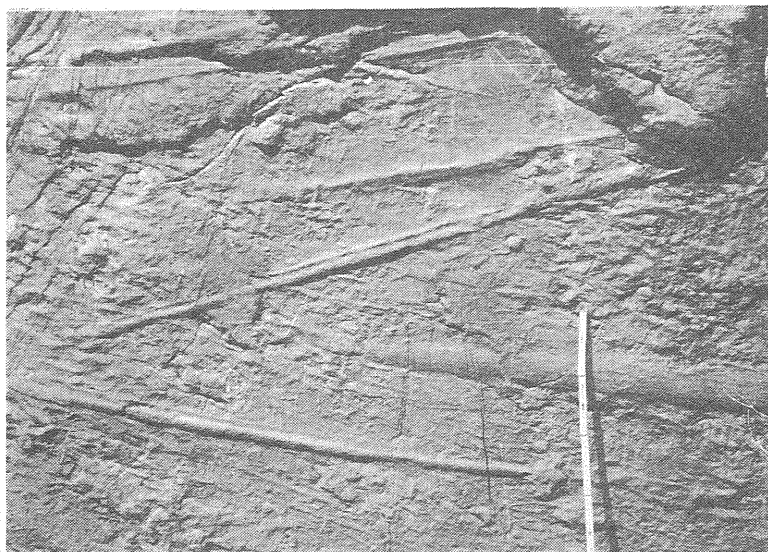
上麻生礫岩は中部二疊紀 *Parafusulina* 帯の化石を産出する層準から1,500mほど下位にあたり(第5図) 下部二疊系と推定される砂岩・頁岩の互層中に挟在する淘汰不良の層間礫岩である。四層の礫層が存在しそのうち最大のものは厚さ約10



第3図 上麻生地域の地質図 (ADACHI, 1971)



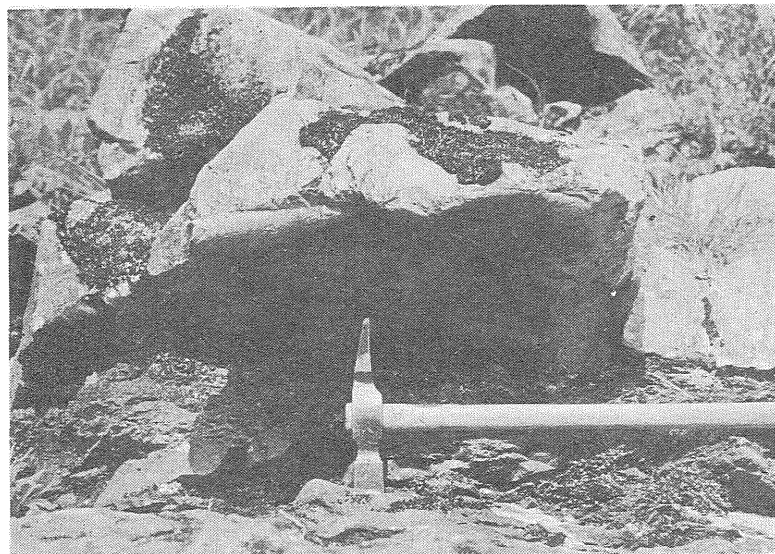
写真③ 上麻生地域にみられるソールマーク。グレイワック砂岩の下面に数多く平行に配列しているグループ キャスト。(撮影 足立)



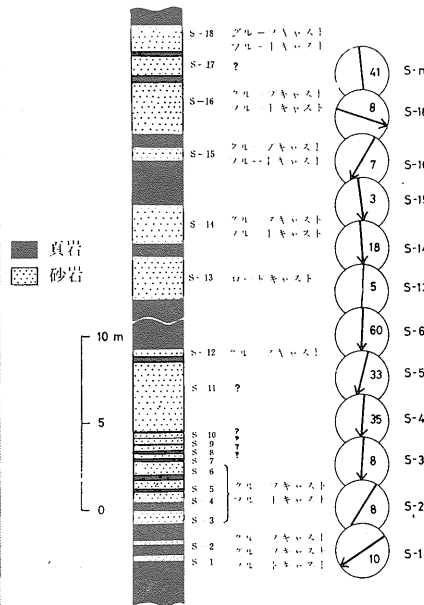
写真④ 上麻生地域のグレイワック砂岩の下面にみられるソールマーク。 初生的に二つの異なる方向を持つグループ キャストに注意。(撮影 足立)

mに達する(第6図)。 やや粗粒なグレイワック基質の中に 砂岩・頁岩・チャート・石灰岩などの角~亜円礫 オーソコーツァイト・石英砂岩・珪線石黒雲母片麻岩・ザクロ石黒雲母片麻岩(スピネル コランダムを含むものもある)・両雲母花崗岩・花崗岩質片麻岩(正片麻岩?)・石英斑岩・杏仁状安山岩などの円礫が含まれている。 礫の直径は数mm~1m大にわたっている。 第7図に示したように 四層の礫層において顕著な礫種の

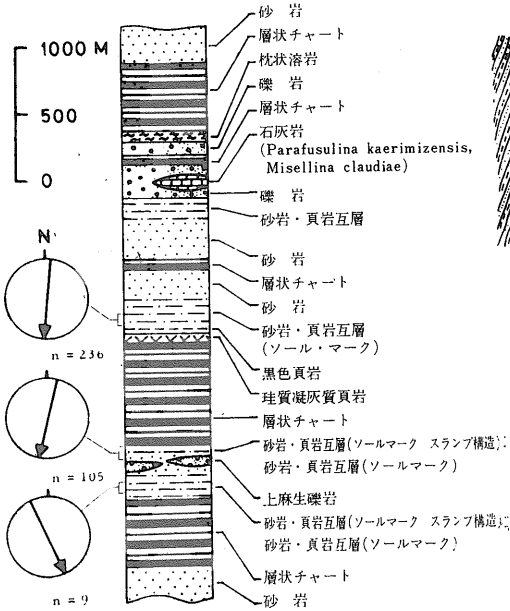
差はないけれども 最上位のIV層(第4層)には径約2mの砂岩の巨礫がある。 また人頭大の片麻岩礫も他の三層よりもよくみられる。 礫岩構成物の中で最も注目すべきものは よく円磨されたオーソコーツァイト礫・珪線石片麻岩礫・含コランダム・ザクロ石片麻岩礫・花崗岩質片麻岩礫であるが その他古い礫岩層から由来したと考えられる含珪線石片麻岩礫岩(写真6)や 中部石炭紀 *Profusulinella* 帯および *Fusulinella* 帯を示す紡錘虫化石(写真11, 12)を含む石灰岩礫が共存しているこ



写真⑤ 上麻生地域にみられるソールマーク(フルート キャスト)。 流れの向きは写真の右→左。 堆積時の流れの方向に復元してみるとN10°W→S10°Eに流れたことがわかる。



第4図 上麻生地域にみられるソールマークと復元した流れの方向の垂直変化(足立・水谷, 1971)。 田内の数字はソールマークの測定数をあらわ



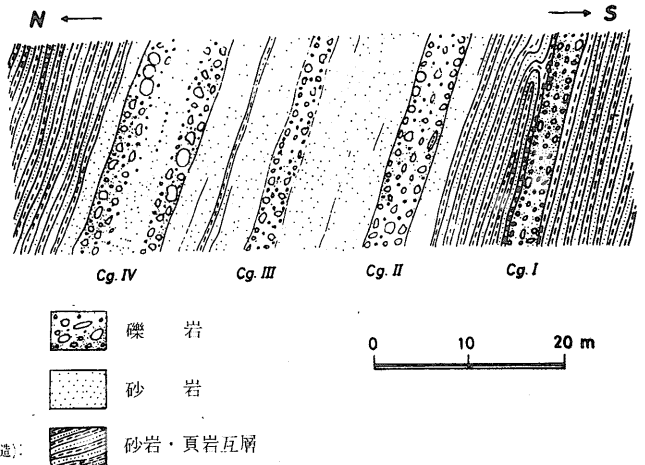
第5図 上麻生地域の柱状図 (SHIBATA et al., 1971)

とはひじょうに興味深い。 *Profusulinella* 帯の化石としては *Profusulinella* sp. cf. *P. daiyamensis* HASEGAWA *Pseudostaffella* sp. *Akiyoshiella* sp. また *Fusulinella* 帯の化石には *Fusulinella* sp. aff. *F. simplicata* TORIYAMA *Eoschubertella* sp. aff. *E. obscura* (LEE & CHEN) などが認められる。 このように上麻生礫岩はオーソコーツァイト礫や高変成度の片麻岩礫を含んでいる点で特異なものであり 従来日本の各地の古生層から報告されている半深成岩礫を多く含む薄衣型礫岩 (加納, 1967) とは異なるものである。

上麻生礫岩の上下の砂岩・頁岩の互層には 前に述べたソールマークなどの堆積構造がみられる。 これらのソールマークから推定した古流系の向きはほぼ北→南を示し (足立, 1971; 第8図) 上麻生地域を含めて美濃帯各地の古生層から解析された流れの向き (足立・水谷 1971) とほぼ一致する (第9図)。 このことは上麻生礫岩が北方の後背地から供給されたことを示し 礫岩構成物の供給源 さらには古生層の基盤を考えるうえで注目すべき事実である。 つまり少なくとも美濃帯の後背地には 後に詳しく述べるように先カンブリア大陸が存在していたものと推察される。

### 片麻岩礫の同位体年代

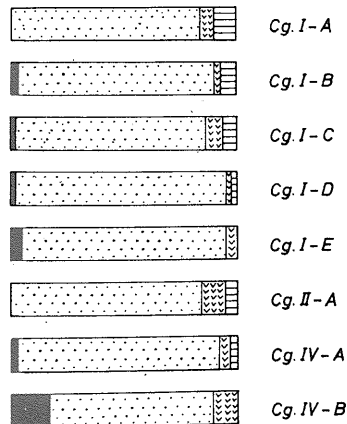
上麻生礫岩中の片麻岩礫の同位体年代は K-Ar 法と Rb-Sr 法によって求められた。 5 個の片麻岩礫から分離した 6 個の雲母試料については K-Ar 法と Rb-Sr 法



第6図 上麻生礫岩の産状 (ADACHI, 1971)

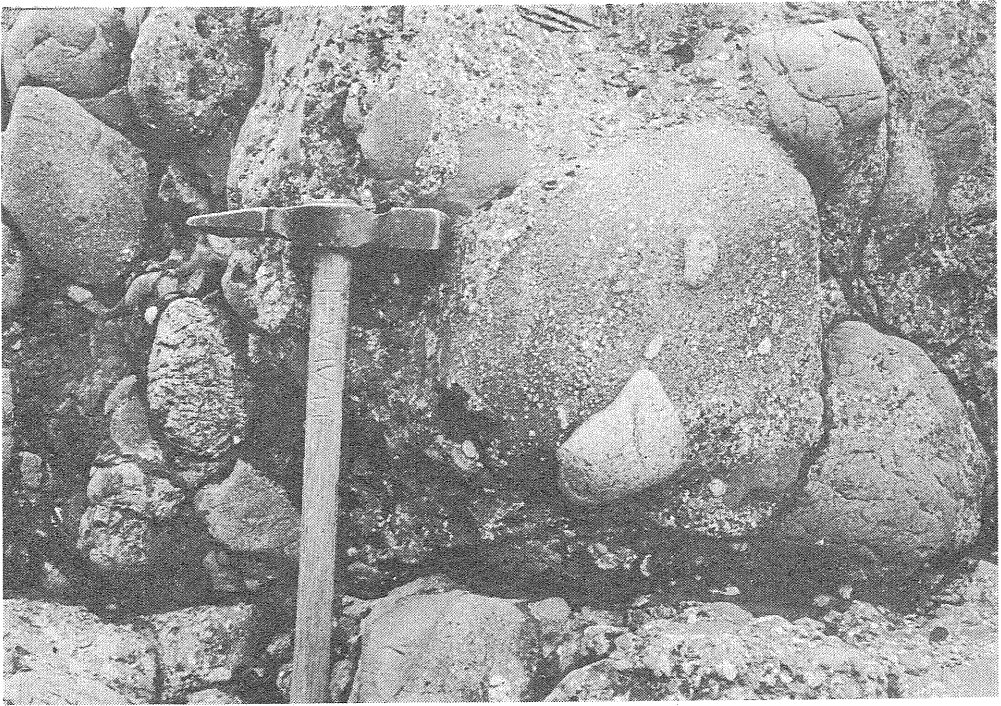
の両法によって測定を行ない その他に黒雲母 1 個について K-Ar 法のみによる測定を行なった。 試料 21 (ザクロ石片麻岩) と 23 24 (共に珪線石片麻岩) は 上麻生礫岩最上部の第 4 層からの岩石試料であり 試料 6 (珪線石片麻岩) は第 2 層 試料 19 (珪線石片麻岩) と 8 (ザクロ石片麻岩) は最下部第 1 層からのものである。

K-Ar 年代の測定においては 高真空装置内で試料を加熱・溶融し Ar を抽出・精製したのち 三菱製 Reynolds 型質量分析計を用いて Ar 同位体比の分析を行なった。 K の分析は原子吸光法による。 Rb-Sr 法においては  $^{87}\text{Rb}$  と  $^{84}\text{Sr}$  による同位体希釈法により Rb/Sr の含有量を求め同時に  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比を計算により求めた。 Rb-Sr 法ではアイソクロン法で年代を求める目的で 雲母試料の他に一部の岩石につき全岩 斜長石 カリ長石



第7図 上麻生礫岩の礫種 (ADACHI, 1971)



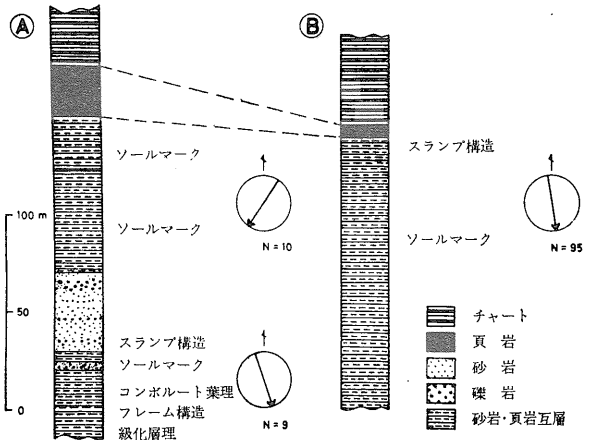


写真⑥ 上麻生礫岩（第2層）の近景。ハンマーの右の礫岩の礫（直径約30cmのアルコース砂岩の中に含まれている白い珪線石片麻岩礫）に注意。その他に砂岩・頁岩・チャートなどの礫がみられる。（撮影 足立）



写真⑦ 上麻生礫岩（第4層）の近景。写真中央の礫は粗粒な黒雲母珪線石片麻岩の円礫（試料24）で他の礫とともにグレイワッケ基礫の中は用いられている。礫の長径は層理面（この写真で

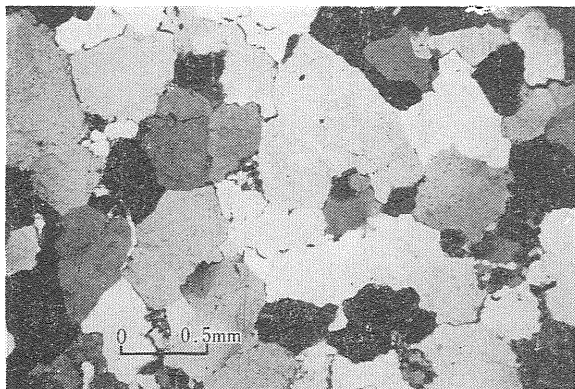
の Rb-Sr 分析も行なった。Rb-Sr 同位体分析には日本電子製固体型質量分析計を用いた。同器を年代測定研究に使用するのには地質調査所においては初めてであったので測定精度の見積りのため標準試料の分析を合わせて実施した。第2表は標準試料の Rb-Sr 分析結果第3表は  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比測定のための標準試料 Eimer and Amend  $\text{SrCO}_3$  の分析結果で 共にほぼ満足すべきものである。これらの結果から Rb-Sr 分析の測定精度を  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  比は  $\pm 3\%$   $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比は  $\pm 0.2\%$  と見積った。年代値の誤差は K-Ar 法では  $\pm 4\%$  Rb-Sr 法でも 5



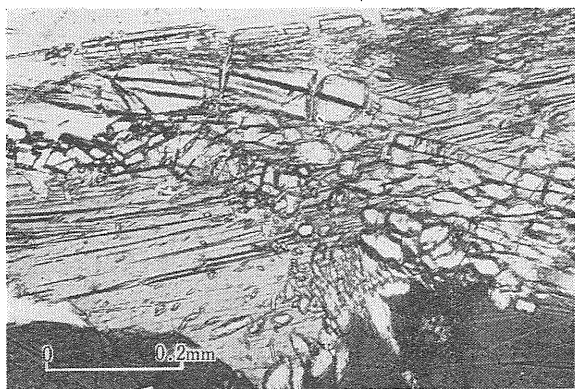
第8図 上麻生礫岩を挟む上下の砂岩・頁岩の互層にみられる堆積構造とソールマークから推定した古流系 (ADACHI, 1971)。① ②は第2図中の場所を示す。

%以下と考えられる。年代計算に用いた壊変定数は<sup>40</sup>K:  $\lambda_B=4.72 \times 10^{-10}$ /年  $\lambda_e=0.584 \times 10^{-10}$ /年 <sup>87</sup>Rb:  $1.47 \times 10^{-11}$ /年である。<sup>87</sup>Rbの壊変定数としてはこの値の他に  $1.39 \times 10^{-11}$ /年という値が広く使用されているが 後者を使った場合には年代値が約6%大きくなるので比較の際には注意が必要である。

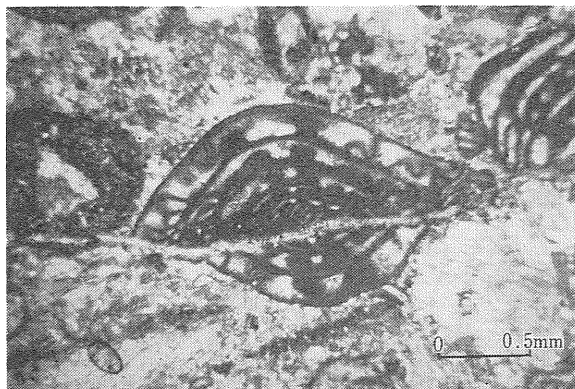
片麻岩礫の同位体年代を第4表にまとめて示した。



写真⑧ 円磨された石英粒が二次的に成長したシリカで固結されたオーソコーツァイト。クロスニコル (撮影 足立)



写真⑨ 黒雲母と密接に伴う珪線石。単ニコル。右下の黒雲母にはハローで囲まれたジルコンが取込まれている (撮影 足立)

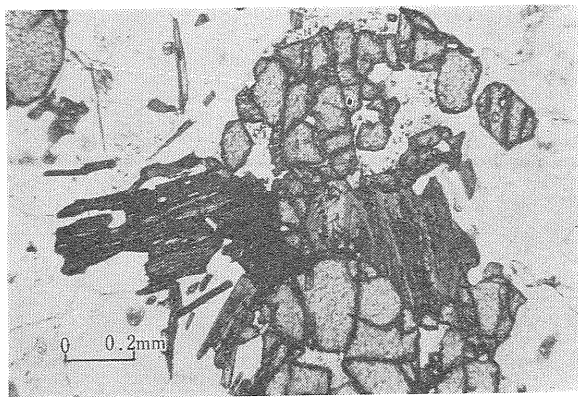


写真⑪ *Profusulinella* sp. cf. *P. daiyamensis* HASEGAWA. 単ニコル (撮影 足立)

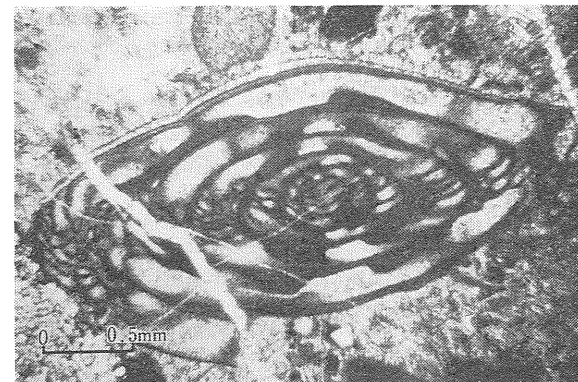
K-Ar 年代は 1660~950m.y. Rb-Sr 年代は 1680~1470 m.y. である。Rb-Sr 年代が比較的かぎられた年代範囲を示すのに対して K-Ar 年代の中に若いものがある



第9図 飛騨変成岩類と美濃帯古生層の分布 (SHIBATA et al., 1971). 矢印はソールマークから推定した古流系の向き。



写真⑩ 黒雲母と密接に伴うザクロ石。単ニコル (撮影 足立)



写真⑫ *Fusulinella* sp. aff. *F. simplicata* TORIYAMA. 単ニコル (撮影 足立)

ことが特徴である。試料21 23 8の黒雲母のRb-Sr年代は $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初生比 (initial ratio 鉱物が出来た時の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> で示す) を0.710と仮定して計算した値であるが 黒雲母の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比 (現在値) が比

較的大きいので初生比の少しの違いによる年代値の変化はほとんど問題にならない。たとえば 黒雲母試料中最も小さい $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比を持つ試料21の初生比を 0.710のかわりに推定される両極端の値である0.720あるいは0.700として年代を計算しても 1660あるいは1700m.y. となり 1680m.y. の誤差範囲に入ってしまう。

第2表 標準試料の Rb-Sr 分析結果

標準試料	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Spiked	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Unspiked
JG-1	178	188	0.7117	
(1)	(178)	(186)		(0.7114)
(2)	(186)	(182)		(0.7116)
JB-1	38.9	448	0.7054	0.7043
(1)	(39.4)	(448)	(0.7043)	
(2)	(41.0)	(448)		(0.7049)
NBS-70a	527	64.6	1.2030	1.2022
	532	65.2	1.2041	
(3)	(530)	(65.1)		(1.1994)
P-207	794	8.75	1.0299	
	807	8.92	1.0154	
(4)	(815)	(9.17)	(1.0250)	

(1) 柴田ほか (1970) (2) 安藤ほか (1971)  
 (3) COMPTONほか (1969) (4) LANPHERE と DALRYMPLE (1967)

第3表 Eimer and Amend SrCO<sub>3</sub> の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比

分析月日	$^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Observed	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Normalized
8/12/71(T)	0.12021	0.7068	0.7092
8/12/71(T)	0.11999	0.7070	0.7087
9/11/71(S)	0.11734	0.7144	0.7082
9/13/71(S)	0.11721	0.7156	0.7090
9/28/71(T)	0.11984	0.7066	0.7079
11/13/71(T)	0.11930	0.7087	0.7084
平均			0.7086 ±0.0010(2σ)

T: triple filament, S: single filament.

第4表 上麻生礫岩中の片麻岩礫の同位体年代(柴田・足立, 1972)

試料	岩 石	鉱 物	K-Ar年代 (m.y.*)	Rb-Sr年代 (m.y.)
21(IV)	ザクロ石-黒雲母-石英-斜長石-カリ長石 片麻岩	黒雲母	1,290	1,680
23(IV)	珪線石-黒雲母-斜長石-石英-カリ長石 片麻岩	黒雲母	1,540	1,490
24(IV)	珪線石-白雲母-黒雲母-石英-斜長石-カリ長石 片麻岩	黒雲母	1,660	1,660
6(II)	珪線石-黒雲母-斜長石-石英-カリ長石 片麻岩	黒雲母	1,160	—
19(I)	白雲母-珪線石-斜長石-黒雲母-石英 片麻岩	黒雲母	1,440	1,470
"	"	白雲母	1,640	1,630
8(I)	ザクロ石-黒雲母-カリ長石-石英-斜長石 片麻岩	黒雲母	950	1,510

衰変定数  $^{40}\text{K}$ :  $\lambda\beta=4.72 \times 10^{-10}$ /年,  $\lambda\epsilon=0.584 \times 10^{-10}$ /年,  $^{87}\text{Rb}$ :  $\lambda=1.47 \times 10^{-11}$ /年

\*m.y.=百万年

I II IV: 第1 2 4層

試料19と24については アイソクロン年代を求めるために雲母の他に全岩 斜長石 およびカリ長石(24のみ)の Rb-Sr 分析を行なった。その Rb-Sr データを第5表に示した。また Rb-Sr アイソクロン図を第10図と第11図に示した。Rb-Srデータ点をつらねる直線をアイソクロン(等時線)と呼び その勾配から年代が求められ またそれが  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  軸と交わる点から ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> が求められる。試料19の白雲母-斜長石-全岩アイソクロン年代は 1630±50m.y. ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> は 0.7101±0.0016 であり 黒雲母-全岩アイソクロン年代は 1470 m.y. ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> は0.7206である(第10図)。なお 白雲母-斜長石-全岩年代は YORK (1966) の最小二乗法を使って求めたもので これは $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$   $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  の両者に前述の誤差を考慮して計算をする複雑な最小二乗法であり 電算機を使用した。第4表に見られるように試料19の雲母の Rb-Sr 年代と K-Ar 年代とはきわめてよい一致を示す。また白雲母の方が黒雲母より少し古い年代を示すことも注目すべき点である。どちらも同一岩石中の鉱物であることから 同じ熱的過程を経ていることは疑いがなく 上記の事実は白雲母のアルゴン保有率が黒雲母より高い いかえれば結晶からアルゴンが逸散しなくなる温度は 白雲母の方が高いことによると考えられる。したがって 1640m.y. という古い白雲母年代は変成作用の主要相の時期を示し 1460m.y. という若い黒雲母年代は後の時代の熱的事件によるものかあるいは地殻の上昇による冷却の時期を示すものいずれかであろう。



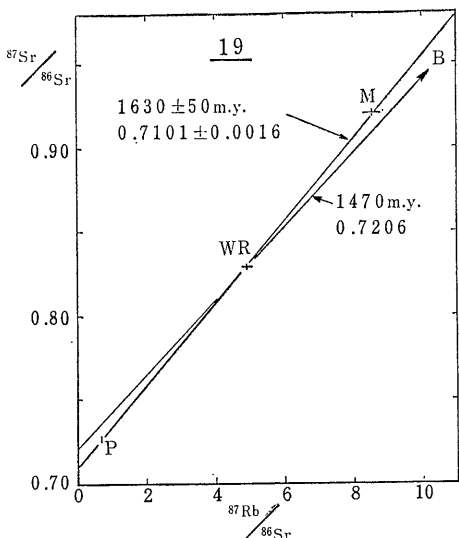
第5表 片麻岩礫の全岩および鉱物の Rb-Sr 分析結果と年代

試料番号 岩石名	鉱物	Rb (ppm)	Sr (ppm)	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	Rb-Sr年代 (m.y.)	K-Ar年代 (m.y.)
MA-70061201-24 珪線石片麻岩 cg. IV	黒雲母	678	13.8	142.8	4.231	1660	1660
	全岩	679	14.5	135.4	4.047		
	全岩	252	165	4.409	0.8089		
	全岩	254	168	4.377	0.8086		
	カリ長石	285	419	1.968	0.7643		
MA-70081801-19 珪線石片麻岩 cg. I	黒雲母	465	22.9	58.81	2.008	1470	1440
	白雲母	234	79.1	8.554	0.9200		
	全岩	205	121	4.918	0.8283		
	全岩	205	121	4.918	0.8283		
	斜長石+石英	41.4	171	0.6990	0.7272		

試料24の黒雲母—全岩アイソクロン年代は 1660m.y. (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>は0.7002である(第11図)。しかし第11図をくわしく検討してみると カリ長石と斜長石の点は上記アイソクロンから誤差範囲をこえてははずれる。カリ長石と全岩については二度分析を行なったがほとんど同じ結果が得られ アイソクロンからデータ点がずれることは明らかである。試料全部のデータ点を使ってアイソクロンを作ると 1620±130m.y. および0.7116±0.0061という結果が得られ(Yorkの方法による) また黒雲母—斜長石アイソクロンからは 1660m.y. と 0.7089 という結果が得られる。しかしこれら二つの線は全岩とカリ長石の点からははずれる(第11図)。したがってこれは 変成作用の時に岩石中の鉱物間で Sr 同位体の均質化が行なわれなかったか あるいはその後鉱物が Rb Sr 同位体に関して閉じた系(closed system)でなかったために きれいなアイソクロンにならないものと思われる。

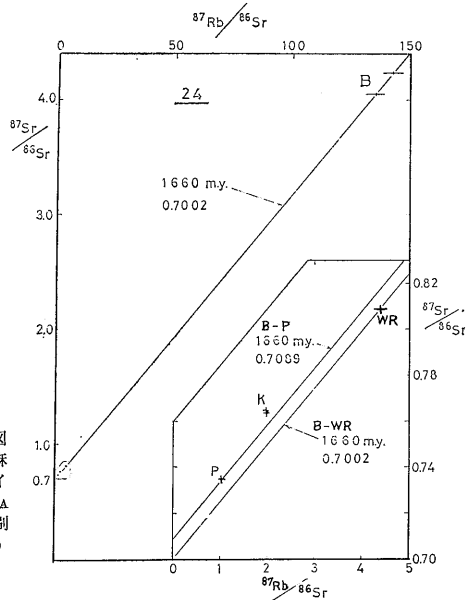
この岩石は カリ長石の大きな斑状変晶(最大約3cm)を持つ珪線石片麻岩で カリ長石の量はほぼ30%におよぶ(表紙の写真および写真7)。これはまた粗粒不均質な岩石であるため 比較的小さな礫から全岩としての代表的試料を得ることはむずかしいことが予想される。アイソクロンが完全でないのは この不均質性によるものかもしれない。そういえば 黒雲母—全岩アイソクロンの (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>の0.7002という値は少し低すぎるもので 試料24の代表的な全岩試料のデータ点は 実際は黒雲母—斜長石アイソクロンに近い位置にあるべきかもしれない。

試料21と8の黒雲母の K-Ar 年代は 1290 と 950m.y. で Rb-Sr年代と比べてかなり若い。また試料6の黒



第10図 上麻生礫岩中の片麻岩試料19の鉱物アイソクロン(SHIBATA & ADACHI, 印刷中)

第11図 上麻生礫岩中の片麻岩試料24の鉱物アイソクロン(SHIBATA & ADACHI, 印刷中)



雲母の K-Ar 年代も 1160m.y. とやはり若い。この若い K-Ar 年代は後の時代の變成作用の時期などを示すものかあるいは風化・変質作用に伴う放射性源アルゴンの逸散による年代値の低下を示すものであろう。若い年代を示す黒雲母の  $K_2O$  含有量は 4~6% と低くその他の黒雲母の 7~9% という高い  $K_2O$  含有量と対照的でありまた鏡下でも前者にはかなりの緑泥石化が認められる。これらの事実と Rb-Sr 年代が影響を受けていないことから若い K-Ar 年代は風化・変質によるものではなからうかと考えられる。

ところで一つの岩石中の鉱物について異なった方法で求めた同位体年代がほぼ 10% 以内で等しくなる場合に concordant な年代（一致年代）といいその年代が何らかの地質学的変動の時期を示していることが多い。上麻生礫岩中の片麻岩礫については若い K-Ar 年代を示す試料を除いて試料 23 24 19 の 4 個の雲母の K-Ar 年代と Rb-Sr 年代とはきわめてよい一致を示しているといえる。Rb-Sr 年代と K-Ar 年代との偏差 (Rb-Sr 年代-K-Ar 年代/平均 $\times$ 100) は -3.3~+2.1% で偏差の平均は -0.5% である。この研究では  $^{87}Rb$  の壊変定数として  $1.47 \times 10^{-11}$ /年を使っているがもし  $1.39 \times 10^{-11}$ /年を使って年代を計算すると偏差の平均は +5.2% と Rb-Sr 年代が大きくなり両者の一致はかなり悪くなる。このことに関して KULP と ENGELS (1963) は  $1.47 \times 10^{-11}$ /年を使用した場合 K-Ar 年代と Rb-Sr 年代とがよく合うことを多数の未変質の雲母について明らかにした。

Rb-Sr 年代がきざられた範囲にあることおよびいくつかの雲母試料について K-Ar 年代と Rb-Sr 年代とがよく一致することから判断して上麻生礫岩中の片麻岩は 1700~1500m.y. の先カンブリア時代中期の變成作用で形成されたものと推定される。

今回の年代測定結果から上麻生礫岩中の片麻岩礫は先カンブリア時代の年代を明瞭に残している岩石としては日本で最初のものであり現在までに知られている日本列島最古の岩石であることがわかった。日本列島に起こった幾たびものはげしい地殻変動にもまれながらもそれにたえぬき 1600m.y. という途方もなく古い歴史を秘めているこの岩石は日本の地質学上きわめて重要な意義をもつものということができよう。

さてこれらの岩石は變成岩であるのでその原岩の年代が当然問題となる。これまでのデータでは原岩の年代を推定するのに不十分である。しかしもし試料 19 の全岩試料が原岩生成以来閉じた系であったとすればその Rb-Sr データから 1750m.y. という原岩年代が推

定できる。もっとも全岩が變成作用の時に閉じた系でなかったならばこの年代値は意味のないものになる。變成作用の時に全岩が閉じた系でなくなることは実際によくあることである。原岩年代を求めるためにはもっと多くの全岩試料についてのデータが必要で現在分析を実施中である。そして比較的均質細粒の正片麻岩(?) についての全岩アイソクロン年代が約 2000m.y. という結果をごく最近得た。その詳細については別紙で述べることにする。

### 片麻岩礫と飛驒變成岩類との関係

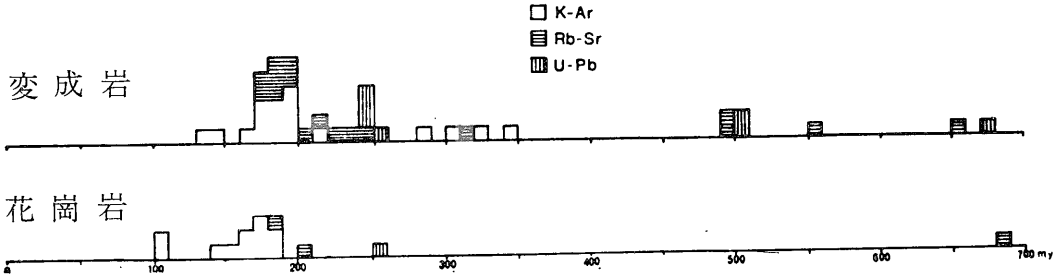
美濃帯古生層の古流系の解析 礫岩構成物の岩石学的性質および同位体年代の結果から上麻生礫岩中の片麻岩礫は現在の飛驒變成岩類露出地域に存在していた先カンブリア大陸からもたらされたものと推定される。また美濃帯二疊系グレイワック砂岩の岩石学的研究(水谷, 1959)からも碎屑性の斜長石は広大な變成岩体由来するものと推定されこのことも先カンブリア大陸の存在を暗示する一つの証拠と考えられる。

そこで片麻岩礫と飛驒變成岩類との関係が重要な問題として浮び上ってくる。

飛驒變成岩類は西南日本内帯の基盤岩類の带状配列の最北帯を占めるもので主岩体は飛驒山地に分布するが(第9図)小岩体として能登半島および西日本の隠岐の島にも点在している。岩石は石英長石質片麻岩が最も多く角閃岩 晶質石灰岩もかなり含まれている。また東北部の宇奈月地域にはレプタイト・十字石片麻岩(石岡・諏訪, 1956)が片見川地域には礫岩片岩(諏訪, 1966)が知られている。さらに上麻生礫岩中の片麻岩礫に類似した珪綠石片麻岩やザクロ石片麻岩もみられる。變成岩にはほとんど常に花崗岩が密接に伴いその大部分は船津花崗岩と呼ばれるものである。

飛驒變成岩類の形成時期を定めるための地質学的証拠はきわめて少なくはっきりしていることは變成岩と船津花崗岩はジュラ紀手取統の礫岩におおわれその中に礫として入っていることだけだといってもよい。したがってその形成時期については古くから二つの対立する見解があった。一つは古生代の岩石が古生代末—中生代始めの變成作用で生じたとする古生代説 もう一つは原岩および主變成作用は先カンブリア時代でそれが古生代末—中生代始めに複變成作用を受けたとする先カンブリア説である。

1960年頃から飛驒變成岩類に対する同位体年代測定が始められ現在までに約 70 個の試料について K-Ar Rb-Sr あるいは U-Th-Pb 年代が測定されている。



第12図 飛驒変成岩類の同位体年代分布 (野沢, 1968). 700m.y. 以上の年代4個は除いた.

それらの結果 同位体年代は100m.y.から1500m.y.にわたって分布するが K-ArおよびRb-Sr年代が約180m.y.に著しく集中し また Rb-Sr および U-Th-Pb 年代の中には 240m.y. および 500m.y. 前後の値を示すものも少しある(第12図). 先カンブリア時代を示す年代値も数個あり 最も古い年代は天生の片麻岩中の円磨されたジルコンで求められた 1493m.y. という  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  年代である(石坂・山口, 1969). しかしこの岩石中のチタン石の U-Th-Pb 年代は 240m.y. 黒雲母の K-Ar 年代は 180m.y. であり この岩石が古生代末-中生代始めの変成作用を受けたことは明らかである. ジルコンの  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  年代だけがこの変成作用の影響を受けずに古い年代を保存していることを物語り これは飛驒変成岩類の中に先カンブリア時代に起源を持つ物質が含まれていることを示す一証拠である. またこのジルコン年代が今回求められた片麻岩礫の年代に近いのは注目に値する.

いずれにせよ 飛驒変成岩類は複雑な複変成作用をこうむったために 鉱物の K-Ar Rb-Sr 年代はほとんどすべて 200m.y. 前後という最後の広域変成作用の時期を示すものであろう. しかし飛驒変成岩類の現在の露出範囲と美濃帯古生層の分布との関係 美濃帯古生層の地質構造および層相変化 飛驒変成岩類の同位体年代などから考えて 飛驒変成岩類の少なくとも一部には 上麻生礫岩中の片麻岩礫と同様の先カンブリア時代に起源をもつものがあるであろう. すなわち飛驒変成岩類の中には 1700~1500m.y.の変成作用を示すものも存在すると推測される.

飛驒変成岩類の年代研究をさらに進めるためには 岩石学的 地質構造学的な研究の再検討と共に 若い変成年代を見通して古い出来事をさぐるための適当な方法たとえば Rb-Sr 全岩年代測定やジルコンの U-Pb 年代測定などをさらに進める必要がある.

### 片麻岩礫の起源と日本列島の基盤

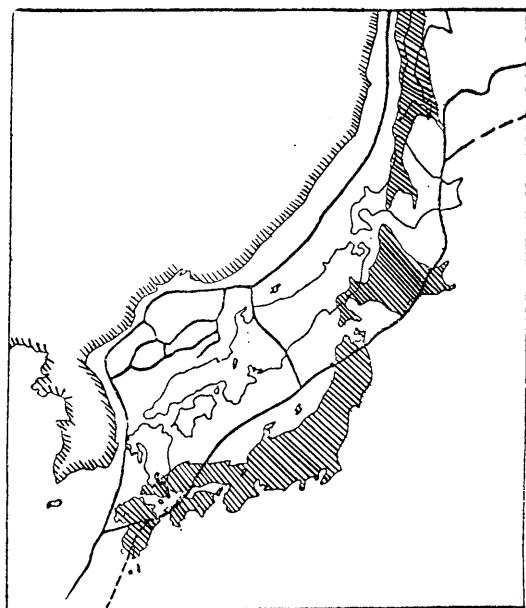
では片麻岩礫を供給した先カンブリア大陸はどのよう

なものであったろうか? それを考える前にもっと広く東アジアの先カンブリア界をみてみよう. 日本列島付近にみられる先カンブリア界は 朝鮮半島や中国北部に広く分布していて第6表のように大別される. 上麻生礫岩の片麻岩礫の示す 1700~1500m.y. の年代に対比される岩層は 震旦・祥原系の下位にくる中国北部の滹沱系 中国東北の遼河系 および北朝鮮の摩天峯系である. 古くから飛驒変成岩類は岩相的に摩天峯系や遼河系に対比されてきた(市川ら, 1970). 摩天峯系の K-Ar 法による同位体年代は 1700~1740m.y. (POLEVAYA et al., 1961) 滹沱系の Pb年代は約 1500m.y. (VINOGRADOV & TUGARINOV, 1962) 遼河系の K-Ar 年代の上限は1400 m.y. (Li et al., 1960) と いずれも中期先カンブリア時代の年代を示している. これらの年代が今回測定された片麻岩礫の年代 1700~1500m.y. とほぼ一致することは注目すべき事実である. さらに正片麻岩(?) 礫についての約 2000m.y. という Rb-Sr 全岩アイソクロン年代は摩天峯系の下位にみられる狼林系(第6表)などの年代に対比されるものかもしれない.

また上麻生礫岩中のよく円磨されたオーソコーツァイト礫や石英砂岩礫は震旦系や祥原系に発達するオーソコーツァイト 石英砂岩に対比されるものであろう. オーソコーツァイト礫に関しては 最近美濃帯に続く丹波帯古生層からも少量ながら見出された(丹波地帯研究グループ, 1971). 上麻生礫岩の片麻岩礫を供給した中期先カンブリア大陸は オーソコーツァイトや石英砂岩からなる震旦・祥原系におおわれた摩天峯系・遼河系など

第6表 東アジアの先カンブリア界(柴田・足立, 1972)

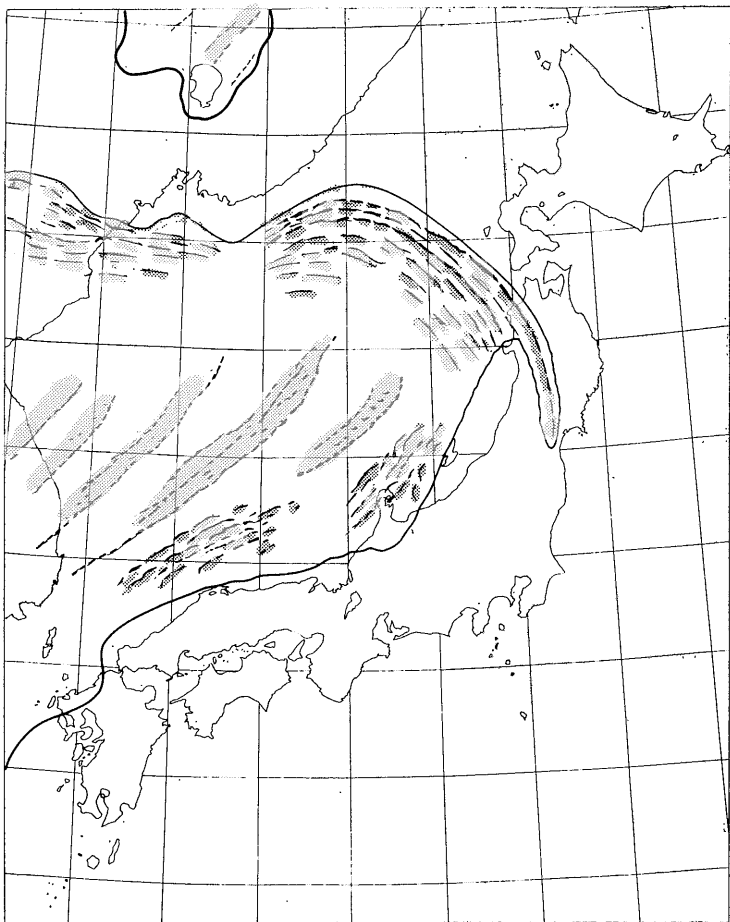
	(億年)	中国北部	中国東北	朝鮮半島
原 生 代	6	震旦系	震旦系	祥原系
	13	滹沱系	遼河系	摩天峯系・ 遼川系
	17	五台系	鞍山系	
	24	泰山系	遼東系	狼林系
始 生 代				



第13図 日本列島がアジア大陸から離れてきたことを示す標式図 (MURAUCHI, 1966)

を含む東アジアの大陸と一続きの広大な地域に露出して  
いたものであろう。そしてこの大陸は日本の古生代地  
向斜に多量の碎屑物を供給したばかりでなく 地向斜の  
基盤をもなして広がっていたものと推定される。

中国地方西部の火山岩中にみられる片麻岩の捕獲岩  
(小島ら, 1968)や長門構造帯中の片麻状花崗閃緑岩(河  
野ら, 1966) さらに西南日本外帯の黒瀬川構造帯にみ  
られる寺野変成岩など(市川ら, 1956; 端山, 1959; 小  
川, 1971)もこの古期基盤岩類の一部を形成していたも  
のかもしれない。西南日本外帯の四万十帯の古第三紀  
層には オーソコーツァイト礫を含む礫岩層が知られて  
おり 古流系の研究から礫は南方に存在していた先カン  
プリア大陸に由来するものという考えがある(紀州四万  
十帯団体研究グループ, 1968; 徳岡, 1970)。この南方  
大陸も東アジアの広大な先カンプリア大陸の一部をなし  
ていたのかもしれないし あるいは全く別のものではあ  
ったとも考えられる。内帯古生層と四万十帯古第三紀層  
の間には約2億年という時間的間隙があることも考慮し  
なければならない。



第14図 古生代二疊紀後期の東アジアの古地理図 (MINATO et al., 1965)

上述の先カンプリア大陸は日本海の  
成因を考える場合にも興味深い問題で  
あるといえよう。第13図は日本列島  
がアジア大陸から離れてきたことによ  
って日本海ができたというモデルであ  
る(村内, 1966)。一方 第14図は現  
在の日本海の位置に陸地を考えた古生  
代二疊紀後期の古地理図である(湊ら,  
1965)。いずれにせよ 現在の日本  
海の場所を含めて東アジアに広大な先  
カンプリア大陸が存在したとするわれ  
われの考えと矛盾しない。このこと  
と並んで古生代地向斜の形成はどのよ  
うに行なわれたか?についても考  
える必要があろう。地向斜玄武岩か  
らのいろいろな情報は古代生後期にお  
いて この東アジアの先カンプリア基  
盤の沈降と分裂によりリフト構造を生  
じ そこに大きな地向斜帯を形成した  
ことを物語っている(杉崎ら, 1971)。

爆破地震動研究グループによる能登  
半島から渥美半島へぬけるほぼ南北の  
測線(第15図)から推定された中部日  
本の地殻構造は 他の地域(例えば東



北地方)とはやや異なっていることが注目される。それによれば日本列島中部の地下 5~25km には  $V_p=6.0 \sim 6.3 \text{ km/sec}$  のいわゆる 6km/sec 層が厚く存在しその下の 7km/sec 層はきわめて薄いことが推測されている(第16図)。また同じ 6km/sec 層でも現在の飛騨変成岩類分布地域近くでは 6.3km/sec とやや高く おそらく角閃岩相~グラニューライト相の変成岩類が広く存在しているのであろう。この 6km/sec 層を形成している低速度物質は花崗岩や片麻岩などの酸性岩に相当するもので この中には上で述べた先カンブリア大陸が含まれているのかもしれない。古生代地向斜の基盤をなしていた先カンブリア大陸地殻は おそらく現在では日本列島の地下深部に伏在しているのであろう。

おわりに

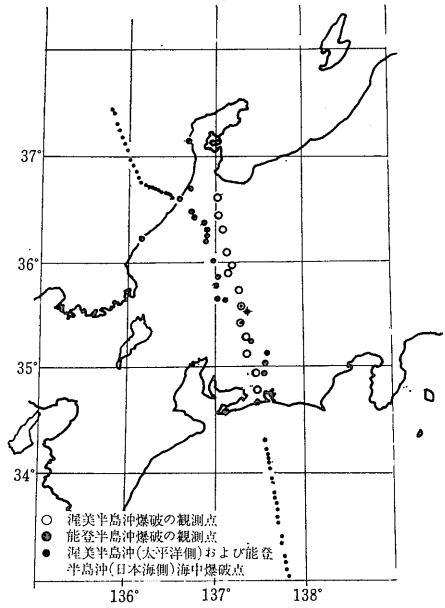
ここに紹介した中期先カンブリア年代を持つ日本列島最古の片麻岩礫は 日本を含めて東アジアの先カンブリア時代の歴史をひもとく重要なかぎとなるばかりでなく従来おぼろげであった古生代地向斜の生成・発展の歴史をより確かなものとし さらに環太平洋地域における現在の島弧の基盤や日本海などの縁海の成因に関しても興味ある問題を投げかけているといえよう。

上麻生礫岩中の片麻岩礫・火成岩礫・堆積岩礫は現在いろいろな観点から吟味されているが 先カンブリア地質学の点からみれば まだその研究は始まったばかりである。今後日本各地の古生層から同じような先カンブリア時代の岩石の発見を期待したいものである。

(筆者は \*印 技術部地球化学課  
\*\*印 名古屋大学理学部地球科学教室)

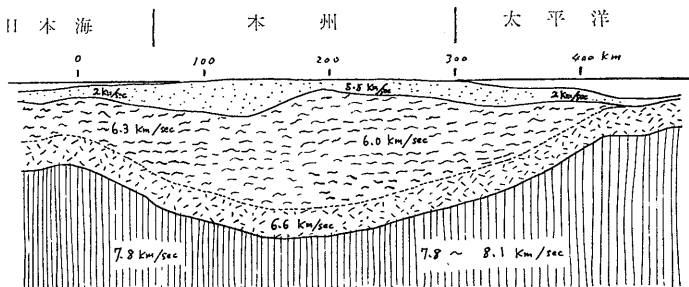
おもな参考文献

- ADACHI, M. (1971): Permian intraformational conglomerate at Kamiasso, Gifu Prefecture, central Japan. *J. Geol. Soc. Japan.*, vol. 77, p. 471—482.
- 足立守・水谷伸治郎(1971): 美濃帯古生層の sole markings と古流系について。地質学論集 no. 6, p. 39—48.
- 市川浩一郎・藤田至則・島津光夫編 (1970): “日本列島地質構造発達史” 築地書館 232p.



第15図  
瀬美半島沖・能登半島沖および“えびす”爆破による地震動の観測線(爆破地震動研究グループ 1970)。

- MINATO, M., GORAI, M. and HUNAHASHI, M. (editors) (1965): *The geologic development of the Japanese Islands.* Tsukiji Shokan, Co., 442p.
- MIZUTANI, S. (1964): Superficial folding of the Paleozoic system of central Japan. *J. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 12, p. 17—83.
- SHIBATA, K. and ADACHI, M.: Rb-Sr and K-Ar geochronology of metamorphic rocks in the Kamiasso conglomerate, central Japan. *J. Geol. Soc. Japan* (in press).
- SHIBATA, K., ADACHI, M. and MIZUTANI, S. (1971): Precambrian rocks in Permian conglomerate from central Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, vol. 77, p. 507—514.
- SHIBATA, K., NOZAWA, T. and WANLESS, R. K. (1970): Rb-Sr geochronology of the Hida metamorphic belt, Japan. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 7, p. 1383—1401.
- SUGISAKI, R., MIZUTANI, S., ADACHI, M., HATTORI, H. and TANAKA, T. (1971): Rifting in the Japanese late Palaeozoic geosyncline. *Nature Physical Science*, vol. 233, p. 30—31.



第16図  
瀬美半島沖・能登半島沖および“えびす”爆破の結果から推定された中部日本の地殻構造(爆破地震動研究グループ, 1970を一部修正)