大洗層の変成岩礫と花崗岩礫の供給源について

Provenance of metamorphic and granitic pebbles of the Oharai Formation, central Japan

Abstract

小野 晃*

Akira Ono*

1999年9月3日受付.

1999年12月9日受理.

* 科学技術庁無機材料研究所

National Institute for Research in Inorganic
Materials, Namiki 1-1, Ibaraki 304-0044,
Japan

The Oharai Formation is studied to elucidate the provenance of clastic materials. Metamorphic rocks and sedimentary rocks are commonly found as pebbles in the Oharai Formation. The lithofacies of these rocks are closely akin to those in the Tsukuba-Yamizo belts. Metamorphic grades of the pebbles range from low to middle parts of the biotite zone of the Ryoke metamorphic belt. The K-Ar age of biotite from a coarse-grained biotite schist is determined to be 99.6 Ma. The K-Ar ages for two granitic pebbles are 64 Ma and 73 Ma. The provenance of the pebbles is considered to be a terrain located at the east or south of the Tsukuba-Yamizo mountains.

Key words : pebbles, metamorphic rocks, granitic rocks, Ryoke belt, K-Ar dating, Oharai Formation

はじめに

最近の研究によれば、東北日本の阿武隈帯に帰属可能な変成岩体や花崗岩体が三波川帯のクリッペに確認されている(小野, 1985; 高木ほか, 1989). これを考慮すると、白亜紀中期の日本列島の変成帯配列は、アジア大陸から太平洋に向かって、領家帯/阿武隈帯/三波川帯の順であったと思われる(小野, 1996, 1998). 阿武隈帯での広域変成作用の持続時間は地質学的には比較的短時間で、閉鎖温度が相違するジルコン、ホルンブレンド、黒雲母の年代値は、120 Ma から 95 Ma の範囲にある(例えば、柴田・内海, 1983; 廣井, 1998). この比較的短時間での地質現象は当時の島弧-海溝系で起きたのであり、阿武隈帯だけで起きた独立現象ではないと考えられる。したがって、領家帯や三波川帯でもこの時期に広域変成作用のピークと冷却過程があったと推定される。しかしながら、新たな花崗岩活動や構造運動が引き続いて起きたため、この時期の三波川変成作用や領家変成作用を確認することはそれほど容易ではない。

領家帯について、中部地方では新期花崗岩類と古期花崗岩類とが区別され(山田, 1971; 領家研究グループ, 1972), 古期岩体の貫入固結は広域変成作用とほぼ同時期と考えられてきた。古期花崗岩体と変成岩の放射年代は阿武隈帯の岩石のように~100 Ma かも知れない。実際には、最近明らかにされたように、ジルコンやモナザイトの CHIME 年代は領家変成岩では~100 Ma であるが、古期花崗岩類では変成岩よりも5~10 Ma ほど若く、新期花崗岩類では10~30 Ma も若い(森下ほか, 1996; Nakai and Suzuki, 1996; Suzuki and Adachi, 1998). 多くの花崗岩体の固結年代が、変成温度が最高温度に達した年代よりも若いことは重要である。モナザイトの CHIME 年代に反して、中部地方の花崗岩や領家変成岩

の黒雲母の K-Ar 年代はほぼ 60~70 Ma である。これは 100 Ma 頃に最高温度に達した領家変成岩は、単純に冷却せずに、花崗岩の貫入をうけるたびに温度が上昇し、その最後が 65~70 Ma 頃に起きたことを意味する。別の解釈として、領家変成岩や古期花崗岩の冷却速度が非常に遅かったためという考えもある。しかし、非常に遅い冷却速度を保持し続けるには熱エネルギーが必要であり、その場合、花崗岩体の貫入が原因となったであろう。

花崗岩質マグマの熱の影響範囲は地殻上層部では地殻深部より狭いであろう。そこでの冷却速度は地殻深部より大きいからである。したがって、そこでは領家変成岩の黒雲母でも 100 Ma に近い年代を示す可能性がある。そういう岩石を発見すれば領家変成岩類の古さを証明したことになるが、この種の岩石がかつて存在していたとしてもすでに浸食されてしまい、現在では白亜紀や古第三紀の礫岩にしか残っていないと思われる。そこで本研究では白亜紀から古第三紀の寄居層(牧本・竹内, 1992)や大洗層(田中・河田, 1971)の変成岩礫を調べてみた。

調べた変成岩礫の岩相は美濃帯や八溝帯のジュラ紀付加体の岩石に酷似している。寄居層にはホルンフェルス礫が多く、広域変成岩礫は発見されなかった。しかし、大洗層には片状構造を持つ変成岩礫は少なくない。黒雲母片岩礫の黒雲母の K-Ar 年代を測定したところ、99.6 Ma であった。これについては地質学会学術大会で発表した(小野, 1991), 詳細な記載はされなかった。この礫の起源を明らかにするためには、大洗の変成岩礫全体の詳しい説明が必要であろう。また、花崗岩礫についても年代を測定してその起源を特定する必要がある。この小論の目的はこれらの礫を記載し、K-Ar 年代を測定し、礫の帰属を明確にすることにある。

第1図. 本州中央部の地体構造の概略図。
黒色部：領家変成岩類の分布地域，TTL：棚倉構造線，SK：南部北上帯，KTL：関東構造線，MTL：中央構造線。

大洗とその周辺の地質

大洗は水戸東方の太平洋に面した町である（第1図）。大洗港から那珂川河口にかけて、2,000 m以上にわたって岩礁と砂浜が繰り返す海岸線が続いているが（第2図），そこに大洗層が露出している。大洗付近は関東平野が八溝山地や阿武隈山地と接合する境界部にあたる。八溝山地には西南日本内帯のジュラ紀付加体が分布し，阿武隈山地には日立変成岩類，竹貫変成岩類などの阿武隈帯の変成岩類と花崗岩類が分布する。棚倉構造線が両者を境いしている。小川ほか（1979）による空中磁気異常から推定した棚倉構造線は大洗層の少し西方にある。したがって，大洗層は阿武隈帯に分布していることになる（第1図）。大洗の少し北方の那珂湊の海岸には産出化石と堆積状況から和泉層群に対比されている那珂湊層群（田中・河田，1971）が分布する。大洗層との層位学的関係は不明である。大洗層の周辺にはほかに古期岩類は認められない。

大洗層は主に礫岩からなる地層でところによって薄い砂岩層をはさむ。砂岩層には植物化石を産することがあり，その植物化石から上部白亜系～古第三系と推定されている（佐藤，1980）。後述するように，花崗岩礫にはK-Ar年代が64 Maのものがあるので，古第三系であろう。ただし，年代測定の誤差などの不確定要素を考慮するとこれは決定的ではない。ここでは記載の便宜上古第三系としておく。大洗層は20～30度ほど北東に傾き厚さは1,000 m以上ある。礫種は泥岩，砂岩，熔結凝灰岩類（火砕岩類），花崗岩類などである（田中・河田，1971）。礫の供給源に関連して，田中・河田（1971）は火砕岩類，安山岩，石英斑岩の礫の記載を詳しくおこない，古流向も考慮して，それらを西南日本内帯白亜紀後期の火成岩類起源とした。なお，小論では田中・河田（1971）との重複を避け，花崗岩類と変成岩類の礫のみを研究対象にした。

第2図. 大洗海岸と礫の採集地点。国土地理院1/25,000地形図「磯浜」を使用。神磯鳥居近傍にて礫を採集。

大洗層の花崗岩礫と変成岩礫

礫岩は細礫～巨礫大の円礫とアルコース質の基質からなる。多くの礫は径20 cm以下であるが，径40 cm大の巨礫も少なくない。径1 m大の礫もまれにある。大小さまざまな礫が雑然としていることが多く，分級はあまりよくない。礫種は泥岩，砂岩，チャート，花崗岩類，火砕岩類，火山岩類，ホルンフェルス，泥質および砂質の低温変成岩類，黒雲母片岩，花崗岩質変成岩など多様である。緑色岩，塩基性変成岩類，石灰質変成岩およびそれらの非変成岩は見られない。チャート礫から放散虫化石は発見されていない。特定の礫種が特定の層に濃集していることはない。礫岩の岩相はどこでも類似しており，野外で判断した限り，堆積岩の礫，泥質および砂質変成岩の礫，酸性火成岩の礫の量比は1:1:1ぐらいである。低変成度の変成岩類が多く，そのサイズは1 cm大からにぎり拳大ほどである。多くの場合，変成鉱物は微細で肉眼鑑定できないが，硬く光沢があるので非変成岩と区別できる。そのうえ，弱い片理が認められることも少なくない。これらは今までスレートあるいは粘板岩の礫として記載されていたようである。少数ではあるが，片理が明瞭で，黒雲母を肉眼で確認できる黒雲母片岩もある。以上のような変成岩の粒度と組織の多様性は岩石種の多様性と変成度を反映したものであろう。筑波変成岩類における粒度と変成度との関係については小野（1986）に記述されている。変成岩組織の具体例として，細粒の泥質変成岩とかなり粗粒の黒雲母片岩の顕微鏡写真を第3図に示す。

第3図. 泥質変成岩礫の組織. A: 黒雲母-白雲母泥質変成岩. 白雲母の定方向配列が見える. B: 黒雲母-白雲母-ピナイト (堇青石) 片岩. 年代測定した試料1の岩石. スケールは0.1 mm.

野外で泥質変成岩と鑑定したものには、鏡下で微細な黒雲母を確認できた. 粒度と組織は多くの場合、高遠-塩尻地方での黒雲母帯のもの (小野, 1969) に類似する. 筑波変成岩類の低温部 (黒雲母帯の中～高温部に相当) の岩石よりさらに低温のものが多い. 多くの場合弱い片理が発達しており、片理にそって微細な白雲母の定方向配列が確認できる (第3図のA). 鉍物が細粒であるために鏡下での鑑定のほかに粉末X線回折による鑑定もおこなったが、緑泥石は確認できなかった. 緑泥石-黒雲母帯の岩石は少ないと考えられ、黒雲母、白雲母、斜長石、石英、炭質物を主要な構成鉍物とする泥質変成岩類が主であった. この他に、少数ではあるが黒雲母帯でもかなり高温とみられる、粗粒で片理が発達した泥質片岩もある (第3図のB). これらの泥質変成岩について、カリ長石は粉末X線回折で確認できなかった.

花崗岩礫は細礫から巨礫までいろいろである. 大洗層では巨礫は花崗岩礫から火砕岩礫である. 花崗岩礫の多くは塊状で粗粒な黒雲母花崗岩である. 白雲母を含む花崗岩類やペグマタイトは未発見である. 角閃石を含むものは少ない. カリ長石がピンク色をした黒雲母花崗岩が特に多い. 多くの場合、黒雲母、斜長石、カリ長石は新鮮で、二次的変質鉍物はほとんどない. ほかに磁硫鉄鉍やジルコンが少量見られる. 3個の花崗岩礫について帯磁率をQuantum Design社製の直流帯磁率測定装置 (MPMSR 2) で測定した. 室温での帯磁率は 2.1×10^{-6} , 2.7×10^{-6} , 1.1×10^{-6} (emu/g) であった. SI単位に換算すれば、これらはおよそ 0.07×10^{-3} , 0.09×10^{-3} , 0.04×10^{-3} である. したがって、典型的な還元型 (Ishihara, 1979) の花崗岩類である.

K-Ar年代: 岩石の記載, 測定試料および測定結果

年代測定した礫は神磯鳥居のある岩礁とその近傍で採集した (第2図). それらは(1)握り拳大の黒雲母片岩, (2)径80 cm大の破碎された花崗岩, それに(3)カリ長石がピンク色の黒雲母花崗岩である. これらの礫に類似したものは一般的に

第1表. 大洗層の変成岩礫と花崗岩礫の黒雲母のEDX分析結果.

	高遠の 片麻岩*	1 片岩	3 花崗岩
SiO ₂	35.45	35.43	36.29
TiO ₂	3.94	3.19	4.05
Al ₂ O ₃	20.05	20.24	13.38
FeO	20.20	21.04	29.79
MgO	7.15	7.08	5.80
K ₂ O	9.38	9.06	9.07
Total	96.17	96.04	98.38

* 分析の標準試料とした黒雲母

存在しており、それらの代表として3個の試料が採集された. 特に(2)と(3)のタイプの礫は多い. (1)は少ないが、露頭を丁寧に調べていけば発見できる.

試料1の黒雲母片岩は片理の発達がよく、かなり粗粒で肉眼でも容易に黒雲母を確認できる. 黒雲母-堇青石 (ピナイト)-白雲母-斜長石-石英-炭質物片岩である. エネルギー分散型X線マイクロアナライザーによる分析 (EDX分析) では、黒雲母のFe/(Fe+Mg)は0.63で (第1表), ごく普通の領家帯の泥質変成岩の黒雲母に類似している. K₂O含有量は高く、黒雲母は変質していない. なお、EDX分析の標準試料として、長野県高遠町の領家片麻岩の黒雲母 (小野, 1969) を使用した. K-Ar年代測定用の黒雲母はサイズが100~200メッシュで未分離のピナイト、白雲母、斜長石、石英を含む.

試料2の破碎された花崗岩は変質が著しく黒雲母が緑泥石化している. そのため、室温での帯磁率は 1.1×10^{-6} emu/gと低い. 岩塊全体に細かい破断面が多く、そこに方解石や緑泥石がみられる. 方解石のみからなる方解石脈も多い. 力学的強度が弱く、ハンマーでたたくと容易に碎ける. 岩石を粉碎し重液で分離した200メッシュほどのカリ長石をK-Ar年代測定用試料とした. 汚染物質が付着しているカリ長石は顕微鏡下ですべて取り除いた. 測定試料は希塩酸水に数分間浸した後、蒸留水で洗浄した.

試料3の黒雲母花崗岩について、鉍物はすべて新鮮でセリサイトなどの二次的変質鉍物は認められない. 不透明鉍物として磁硫鉄鉍が少量含まれる. ジルコンは黒雲母の内部などに少量あり、結晶の外形はカソードルミネセンスで識別できる累帯構造に調和的である. 室温での帯磁率は 2.1×10^{-6} emu/gであった. 黒雲母のFe/(Fe+Mg)は0.74で、花崗岩としては普通の値である. K-Ar年代測定用としてカリ長石を集めたが、十分な量が得られなかったので、分離途中のカリ長石、黒雲母、斜長石、石英からなる「全岩」試料を測定試料とした. 試料のサイズは100~200メッシュである. K-Ar年代測定結果については第2表に総括してあるように、64~100 Maの値が得られた. 黒雲母片岩礫の黒雲母については99.6 Maであり、これは後述するように阿武隈変成岩の黒雲母や八溝山地の花崗閃緑岩の黒雲母の年代値に類似している. 破碎された黒雲母花崗岩のカリ長石 (試料2) の年代は

第2表. 黒雲母, カリ長石および全岩の K-Ar 年代. 試料番号は第1表と同じ.

試料	年代 (Ma)	^{40}Ar rad (10^{-5}scc/g)	^{40}Ar rad (%)	K (%)
1: 黒雲母	99.6 ± 5.0	1.90 1.89	95.3 95.3	4.78 4.74
2: カリ長石	72.8 ± 3.6	3.11 3.10	91.1 90.4	10.7 10.8
3: 全岩	64.2 ± 3.2	0.675 0.673	85.8 83.8	2.65 2.66
4: 黒雲母	65.2 ± 3.3	1.85 1.83	93.1 92.8	7.19 7.06

定数: $\lambda_{\beta}=4.962 \times 10^{-10}/\text{y}$, $\lambda_{\epsilon}=0.581 \times 10^{-10}/\text{y}$,

$^{40}\text{K}/\text{K}=0.01167 \text{ atm\%}$.

- 1: 黒雲母+堇青石片岩礫,
- 2: 黒雲母花崗岩礫,
- 3: 黒雲母花崗岩礫,
- 4: 黒雲母+堇青石+カリ長石片麻岩, 伊王野.

72.8 Ma である. 変質作用が顕著な岩石であるため, これは若返り年代であって, 変質作用の時期を示す可能性がある. 黒雲母花崗岩の全岩試料 (試料 3) は 64.2 Ma である. この年代値はカリ長石と黒雲母の年代の中間値と推定されるが, カリ長石が多いのでカリ長石の年代に近いと思われる. この試料には変質鉱物が認められないので試料 2 のような若返りの問題はないと考えられる.

なお, 第2表には試料 4 として黒雲母の K-Ar 年代が示されているが, これは八溝山地の片麻岩のデータである. これについては礫の起源に関連して後述する.

礫の帰属

非変成岩礫から黒雲母片岩礫まで, 粒度と組織の変化はほぼ連続的であり, 一つの変成帯起源と推定される. 片状組織の発達したものも少なくないので, 多くは接触変成岩ではなく, 低温の広域変成岩起源と考えられる. この種の岩石は, 大洗近傍では, 阿武隈帯 (日立変成岩類と御斎所変成岩類) と筑波-八溝帯に知られている. 礫層の厚さと礫の大きさを考慮すれば, 礫の供給源は遠方の地質体ではない. したがって, 日立変成岩類と筑波変成岩類が供給源の第1候補である.

阿武隈山地での主要な構造運動は双葉層群の堆積前 (90 Ma ごろ) にほぼ終了しており, 白亜紀後期から常磐炭田地域の古第三系の堆積時期に至るまで, 大構造運動は知られていない. したがって, この時期に阿武隈山地が大隆起したとは思えない. 一方, 古第三紀初期の筑波-八溝帯では花崗岩が活動している. その頃, 筑波-八溝山地が相当隆起した可能性がある. この隆起運動は筑波-八溝山地と阿武隈山地の間はかなり広大な低地帯 (第1図) でも起きた可能性がある. すなわち, 山田ほか (1982) は関東山地北縁部から那珂湊 (大洗) 付近まで, 泉南層群に代表される領家帯南部の酸性火山活動が及んだ可能性を指摘している. 以上のような大洗周辺

の地史を考慮すると, 筑波山地周辺部での白亜紀後期から古第三紀初期頃の火成活動を伴う地殻変動が, 厚い礫層の成因と推定される.

ところが, 変成岩礫の供給源として現在の筑波山地を想定することには多少の無理がある. なぜならば, 筑波山地で泥質片岩が分布しているのは山地東部のわずかな部分だけであり, 変成岩礫に見られるような低変成度の変成岩はごく少ないためである. 変成岩礫や非変成岩礫の大部分は筑波山地の東方あるいは南方の現在では平野の地域から供給されたのであろう. あるいは白亜紀後期には筑波の片麻岩はまだ露出しておらず, 片岩類とそれより低変成度の変成岩が分布した可能性もある. もう一つの問題は筑波変成岩の黒雲母の K-Ar 年代値はおおよそ 60 Ma であり (柴ほか, 1979), 変成岩礫の年代と調和しないことである. これに対しては, 古第三紀の花崗岩活動による K-Ar 年代の若返りが考えられる.

100 Ma 前後の広域変成岩は八溝山地に存在していたかも知れない. 八溝山地の中～北部には, 黒雲母や普通角閃石の K-Ar 年代で 105 Ma ほどの花崗閃緑岩 (柴田ほか, 1973) やガブロ (Tanaka et al., 1987) が存在するからである. 八溝山地北部には片麻岩の小岩体 (酒井, 1989) が知られているが, この片麻岩の黒雲母の K-Ar 年代は 100 Ma 前後かも知れない. そこで, 栃木県那須町伊王野の黒雲母-堇青石-白雲母片麻岩の黒雲母の年代測定をおこなった. 試料採集地点は伊王野 ($140^{\circ}9'E$, $36^{\circ}57'N$) の町並みからおおよそ 800 m 南の道路ぞいの露頭である. 期待に反して, 黒雲母の K-Ar 年代は 65 Ma であった (第2表, 試料 4).

黒雲母片岩礫の黒雲母の年代値 (99.6 Ma) は, 阿武隈変成岩類のそれに類似しており, 礫の供給源が阿武隈山地であれば説明しやすい. しかし, 日立変成岩類や御斎所変成岩類に普通に見られる石灰岩質岩石, 角閃岩, 塩基性岩などの礫が存在しない. 緑泥石, エビドート, 方解石, ホルンブレンドを含む泥質変成岩類 (Tagiri, 1973) も発見されていない. し

かも、阿武隈帯の泥質変成岩にまれな堇青石が、黒雲母片岩礫に含まれている。竹貫変成岩類には砂岩や泥岩起源の変成岩が多いが、竹貫変成岩類は御斎所変成岩類に衝上されているので(廣井, 1998), 白亜紀後期には御斎所変成岩が広く分布していたであろう。したがって、白亜紀後期の阿武隈山地に、多量の砂質岩や泥質岩からなる低温変成岩や非変成岩を期待するのは困難である。以上から、K-Ar 年代データのみから黒雲母片岩礫を阿武隈変成岩礫とは断定できない。

次に花崗岩礫について検討する。測定した2個の花崗岩礫のK-Ar 年代は64 Ma と73 Ma であり、これらはカリ長石の年代値とみなせる。領家帯では花崗岩類のカリ長石のK-Ar 年代値は黒雲母での値よりおよそ5 Ma 若い(佐藤ほか, 1990)。大洗の花崗岩礫でもそうであると仮定すると、花崗岩礫の黒雲母年代は70-80 Ma と推定される。これは阿武隈高原の花崗岩類の黒雲母のK-Ar 年代値(95-100 Ma)(柴田・内海, 1983)より明瞭に若い。しかも、礫の花崗岩にはカリ長石が多く、阿武隈高原の花崗閃緑岩やトータル岩との相違は明瞭である。花崗岩礫は白亜紀後期の西南日本内帯の酸性火成岩類起源と考えられ、これは火山岩礫の研究結果(田中・河田, 1971)と一致する。

白亜紀後期の酸性火成岩類は八溝山地に知られている。筑波山地の広域変成岩も考慮すれば、筑波-八溝山地全体から大洗の礫が供給されたと思われるが、火砕岩類がどこにもない。古第三紀には八溝山地に火砕岩が分布していたのであろうか。しかも、花崗岩類の年代にも礫との微妙な相違がある。筑波山地周辺の花崗岩類の貫入固結はRb-Sr アイソクロン年代で61.6 Ma である(Arakawa and Takahashi, 1988)。黒雲母のK-Ar 年代もこれにほぼ等しい(柴ほか, 1979)。これは花崗岩礫よりも若い。八溝山地北部には黒雲母や普通角閃石のK-Ar 年代で100 Ma ほどの花崗閃緑岩と65 Ma 位の粗粒花崗岩が点在している(柴田ほか, 1973)。前者は花崗岩礫と比べて年代は古く、より塩基性である。しかも、これらの露出面積は小さく、多量の花崗岩礫を説明できそうもない。後者は更に少量のうえ、ピンク色のカリ長に富む黒雲母花崗岩はごくまれである。

以上をまとめると、大洗層の変成岩礫、非変成岩礫と花崗岩礫の岩相、量比、K-Ar 年代値などすべてを説明できる供給源はどこにも露出していない。したがって、礫の供給源として複数の選択肢が考えられる。一つは「阿武隈山地、八溝山地、筑波山地など多方面から特定の礫だけが適当に供給された」と考える。別の考えとして「どこかに礫種などを説明するのに都合の良い山地があったと想定する」ことである。前者の場合、特定の山地から特定の礫のみが供給された理由を説明できない。また、厚い礫層の供給源は比較的近くの山地ということを否定しかねない。したがって、著者は後者の考えの方が単純で明快と考える。

「都合のよい」山地として阿武隈山地を想定しがたいことは、すでに記述したとおりで、緑色岩や石灰質岩石の礫が見られないことと、白亜紀後期の黒雲母花崗岩礫や多量の非変成岩礫の起源を説明できない。したがって、「都合のよい」山地として古第三紀の「筑波-八溝山地」を想定したい。それは

現在の筑波-八溝山地を東方に10~20 km 拡張し、南方には40 km ほどは連続していた山地である。そこに非変成岩類や低変成度の変成岩類を想定することは、筑波変成岩類の熱構造に矛盾しない。そこに白亜紀から古第三紀の酸性火成活動を想定することにも問題はない(山田ほか, 1982)。また、99.6 Ma の年代の変成岩については、105 Ma の花崗岩やガブロが八溝山地にあるので、現在は平野になっている「筑波-八溝山地」の東部や南部に、古い年代の領家変成岩があっても不思議ではない。そこでは古第三紀初期の火成活動もあったので、礫を供給した地殻変動も期待できる。

大洗から筑波山をへて東松山に至る測線での屈折法地震探査によると(長谷川, 1988), 大洗付近には基盤岩(P 波速度5.6 km/s)に重なる厚さおよそ1.5 km のP 波速度が3.4 km/s の地層が認められる。基盤岩までの深度は筑波山に向かって浅くなり、これに対応してP 波速度が3.4 km/s の地層は薄くなる。この地層は大洗層や那珂湊層群の可能性が高い。もしそうだとすると、この地殻浅部の構造から、古第三紀の花崗岩類貫入前後には筑波-八溝山地一帯(P 波速度5.6 km/s)は隆起し、そこを起源とする碎屑物(P 波速度3.4 km/s)は山地縁辺部に堆積したと推定される。大洗層の礫の起源を想定された筑波-八溝山地に求めることは、この地殻浅部の構造に矛盾しない。

結 論

大洗層の礫に岩相が美濃帯や八溝帯のジュラ紀付加体に酷似する堆積岩礫や変成岩礫が発見された。黒雲母片岩をはじめとする変成岩礫の主要な供給源は領家変成帯の低温部と推定され、八溝-筑波山地の一部とその東方および南方地域が有力候補地である。そこには火砕岩類も花崗岩類も分布していた。花崗岩類の貫入時期は白亜紀後期(80~64 Ma)で、岩体周辺部では広範囲に温度が上昇したと推定される。このため多くの広域変成岩類は若返ったと思われるが、若返らなかったものも少なくなく、その一例が99.6 Ma と年代測定された黒雲母片岩なのであろう。

文 献

- Arakawa, Y. and Takahashi, Y., 1988, Rb-Sr ages of granitic rocks from the Tsukuba district. *Japan Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **83**, 232-240.
長谷川 功, 1988, 地震探査から見た関東平野の基盤構造. 地質学論集, no. 31, 41-56.
廣井美邦, 1998, 阿武隈帯竹貫変成岩の変成史. 日本地質学会第105年学術大会演旨, 213.
Ishihara, S., 1979, Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **85**, 509-523.
牧本 博・竹内圭史, 1992, 寄居地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 1-129.
森下泰成・鈴木和博・那須利章, 1996, 三河・東濃地域の花崗岩類のCHIME モナザイト年代. 日本地質学会第103年学術大会演旨, 282.
Nakai, Y. and Suzuki, K., 1996, CHIME monazite ages of the Kamihara Tonalite and the Tenryukyo Granodiorite in the eastern Ryoke belt of central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **102**, 431-439.
小川克郎・堀川義夫・津 宏治, 1979, 茨城県日立-千葉鴨川地域の

- 空中磁気異常と地質構造. 第Ⅱ報. 磁気構造と地質構造. 地調月報, **30**, 549-569.
- 小野 晃, 1969, 長野県高遠-塩尻地方に分布する領家変成岩の変成分帯. 地質雑, **75**, 521-536.
- 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.
- 小野 晃, 1986, 筑波変成岩類の熱ドーム状構造. 地質雑, **92**, 231-234.
- 小野 晃, 1991, 礫岩から見た日本中央部のテクトニクス. 日本地質学会第 98 年学術大会演旨, 539.
- 小野 晃, 1996, 跡倉メランジュ帯の形成. 地球惑星科学関連学会 1996 年合同大会予稿集, 655.
- 小野 晃, 1998, 領家・阿武隈変成帯 (3). 日本地質学会第 105 年学術大会演旨, 355.
- 領家研究グループ, 1972, 中部地方領家帯の花崗岩類の相互関係. 地球科学, **26**, 205-2164.
- 酒井豊三郎, 1989, 八溝山地北西部に産する片麻岩. 日本地質学会第 96 年学術大会演旨, 597.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂, 1990, 関東山地北部の新第三系に含まれる花崗岩質礫の K-Ar 年代—五反田礫岩の例—. 地質雑, **96**, 125-132.
- 佐藤 正, 1980, 那珂湊地域の地質. 日本地方地質誌, 関東地方, 朝倉書店, 179-185.
- 柴 正敏・植田良夫・大貫 仁, 1979, 茨城県筑波地方, 変成岩類の K-Ar 年代. 岩鉱, **74**, 122-125.
- 柴田 賢・蜂須紀夫・内海 茂, 1973, 八溝山地の花崗岩類の K-Ar 年代. 地調月報, **24**, 19-24.
- 柴田 賢・内海 茂, 1983, 南部阿武隈山地花崗岩類の角閃石 K-Ar 年代. 岩鉱, **78**, 405-410.
- Suzuki, K. and Adachi, M., 1998, Denudation history of the high T/P Ryoke metamorphic belt, Southwest Japan : constraints from CHIME monazite ages of gneisses and granitoids. *Jour. Metamorphic Geol.*, **16**, 23-37.
- Tagiri, M., 1973, Metamorphism of Paleozoic rocks in the Hitachi district, southern Abukuma Plateau. *Japan. Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. III*, v. XII, no. 1, 1-67.
- 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.
- Tanaka, H., Huang, C., Nakamura, Y., Kurokawa, E. and Nobusaka, M., 1987, Petrology of an epizonal gabbroic suite : the Batow pluton, Yamizo Mountains, Central Japan. *Japan Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **82**, 419-432.
- 田中啓策・河田清雄, 1971, 茨城県那珂湊・大洗海岸の上部白亜紀礫岩中の火山岩礫について. 地調月報, **22**, 9-14.
- 山田直利・須藤定久・河田清雄, 1982, 濃飛流紋岩類の東方延長—北関東-羽越地方—. 月刊地球, **37**, 159-165.
- 山田哲雄, 1971, 領家深成作用と後期中生代火山-深成作用. 地球科学, **25**, 97-104.

(要 旨)

小野 晃, 2000, 大洗層の変成岩礫と花崗岩礫の供給源について. 地質雑, **106**, 347-352. (Ono, A., 2000, Provenance of metamorphic and granitic pebbles of the Oharai Formation, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **106**, 347-352.)

大洗層の礫の供給源を解明する研究をおこなった. 花崗岩礫のほかに変成岩礫と堆積岩礫が多く, それらの岩相は筑波-八溝山地のものに類似していた. 変成岩礫の変成度は領家帯の黒雲母帯の低~中温部に相当する. 黒雲母片岩の黒雲母の K-Ar 年代は 99.6 Ma であった. 2 個の黒雲母花崗岩礫の K-Ar 年代は, カリ長石と全岩について, それぞれ 73 Ma と 64 Ma であった. 岩相と放射年代から, 大洗層の礫の供給源は領家変成帯の低温部の変成岩が露出していた白亜紀後期から古第三紀の筑波-八溝山地と推定された. この推定は屈折法地震探査に基づく関東北東部の地殻構造に矛盾しない.