

資 料

550.93 : 552.513.4 = 81 = 956

海緑石による絶対地質年代の発展に関する若干のデータ*

(アルゴン・デルコン法)

G. A. Kazakov & N. I. Polevaya

小 西 善 治 訳

堆積岩の絶対地質年代を決めることは、一連の地質課題を解くうえにおいて必要である。しかし最近まで自生鋳物による堆積岩の絶対年代の決定は行われていない（たゞしきわめて限られた分布を示す Sylvite を除く）。

アルゴン方法の発達に伴って、年代決定に海緑石一含カリ自生鋳物を利用する可能性がひらけてきた。しかしこの可能性はほとんど利用されなかつたが、1956年にいたって、海緑石の若干試料の生成年代に関する最初のデータが文献にみられるようになった^{註1) 2)}。

ソ連では、海緑石の年代決定は、ダゲスタンの全ソ科学アカデミー支部で Amiranov, Magataev, Brandt と著者らが行っている。求められた結果の大多数は、地質学的データとよく一致し、海緑石の放射源アルゴンが充分よく保存されていることを裏付けている。

文献データを基礎において、堆積岩の絶対年代決定に海緑石を利用する場合に、アルゴン方法がきわめて適していることがすでに考えられるようになってきている。しかし多くの場合求められる高異常値または低異常値を解明するために特殊の研究、すなわち海緑石の結晶格子中におけるカリ・アルゴンの移動の実験的研究、海緑石の詳細な鋳物学的研究、生成条件の研究——地質年代の indicator としての利用可能性と結びつけて——を進めることが必要である。

絶対地質年代の近似的尺度については、火成因の放射源共生鋳物に対して、鉛方法で行われたデータによつて作成されている^{註3)}。

貫入岩と相関関係にある堆積岩の年代評価は、きわめて難しいことは明らかである。したがつて後カンブリア堆積岩層の年代決定は、堆積源の自生鋳物について直接行われている。とくに広く分布——時間的にも空間的にも——している海緑石には、おまけにそれぞれの堆積層の相対的生成年代がそれに典型的な動物群および植物群によつて裏付けられるから、絶対地質年代の尺度をつくる可能性がかくされている。

著者が1956年に行つた2海緑石試料による年代決定成績によれば、震旦紀から新第三紀にわたる広範な地質時代間隔の絶対地質年代を、組織的に研究することを勇気付けられた。

試料の収集は、既知の Plate-forme 地域および Plate-forme の移行地帯で行われた。海緑石には、著しい変化の跡が認められない。海緑石に及ぼされた風化・交代作用の影響は、 Ar^{40}/K^{40} の生成年代比の保存観点から、依然として研究されていない。したがつて、この比がよく保存された海緑石について、生成年代の決定を行うことが必要である。

* Kazakov, G. A. и Полевая, Н. И. : Некоторые предварительные данные по разработке последокембрийской шкалы абсолютной геохронологии по глауконитам, Геохимия, No. 4, 1958

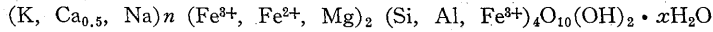
註1) Wasserburg, G. J., Hayden, R. J. & Jensen : Ar^{40}/K^{40} dating of igneous rocks and sediments, Geochim. et Cosmochim. acta, v. 10, No. 3, 1956

2) Lipson, J. I. : K/A dating of sediments. Geochim. et Cosmochim. acta, v. 10, No. 1/2, 149, 1956

3) Marble, J. P. : Nation. Research council, Washington, 1950

海緑石の鉱物学的・岩石学的特性について

鉱物学者および岩石学者の間では、Hendricks, Ross の研究に関連して、鉄の海緑石・カリ珩珩酸塩が、雲母族に属しているという統一した意見に到達している。著者のデータおよび Grim, Grunner, Smulikovskii, Viknlova のデータによると、海緑石は dioctahedron 結晶形の水雲母であつて、 Al^{3+} が Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} で著しく置換 (2/3 以下を占めていることがある) されている。したがつて tetrahedron, octahedron 格子は負の荷電をもち、層間陽イオン (K^+ , Na^+ , Ca^{2+}) によつて平衡を保つている。したがつて海緑石は変移成分をもつが、そのなかのカリ含有量は 1.5~8% である。海緑石の一般化学式は次のようである。



(こゝで大部分のHは1単位に達しない)

海緑石は diagenesis 階梯で海成堆積物——普通の塩分の海で、かつ海流と大きな関係をもつている——中にほとんど例外なく生成される。

地下水の作用地帯および天水と接触する箇所では、海緑石は風化され、粘土珩珩酸塩族の鉱物からなる粘土の塊に転移する。こんにちでは先カンブリア紀晚期から、全地質時代にわたつて含海緑石堆積岩に出会しない時代はないと確かにいえそうである。

Russkii plate-forme の部分的な具体的例をみても、震旦紀から中新世にわたる全地質時代の海成堆積物から生成された堆積岩中で、海緑石に出会している。

Russkii plate-forme の三畳系のみについては、海緑石の発見データがまだないが、ヨーロッパおよびアメリカの三畳系については海緑石が報告されている。

海緑石は、多くの場合砂岩・シルト中で出会うが、炭酸塩質岩石および粘土質岩石中でも広く発達している。海緑石が主として分布している地域は、Plate-forme 地域および縁辺凹地帯 (堆積岩) であつて、地向斜地帯の堆積岩中では、きわめてまれに出会う。

多くの場合、岩石中の海緑石は、堆積物の diagenesis 階梯で生成される自生鉱物であつて、堆積物の原生包有物として出現する。このようにして、海緑石の生成階梯は、堆積岩自体の生成と同時期にあたるから、生成年代の決定にとつてとくに価値がある。

上述のように海緑石の風化過程は、地下水および天水の作用地帯に存在するような含海緑石岩石にのみ行われる。

Formozova の研究によれば、化学的組成が著しく変わつているのは、土壤層の直下で、堆積岩層の表面から 1.3m 以内の浅所 (天水の浸透水準によつて異なる) の岩石から採取される試料である。それ以下の深所では、アルカリの含有量、とくにわれわれの興味をひくカリの含有量には、著しい変化が認められない。

含海緑石岩石の風化深度の浅いことについては Kazakov, Bushinskii および他の著者が指摘している。

海緑石の風化は段階的に行われる。風化の初期では海緑石は帯褐色を呈し、次いで褐緑色となり、次いで緑色の色調が保存されている部分では、中心粒核がしばしば認められ、褐色の仮性鱗状粒 (鉄質鱗状岩に類似している) に転移する。次いでこまごまとなつて、酸化鉄で汚染された無定形の斑点として岩石中に散在する。

海緑石中におけるカリの含有量の高いこと、海緑石が堆積岩中に広く分布し、多くの場合岩石の生成と同時的であること、および肉眼で鉱物の保存度が比較的容易に識別できることは、海緑石が地質年代の研究にとつて、きわめて有望な対象物であると考えられうる主要な根拠となつている。

含海緑石堆積岩から海緑石を分離する方法について

海緑石は、あらゆる堆積岩型 (砂・シルト・粘土・炭酸塩) 中に存在するから、その分離法

資 料

もそれぞれ若干異なっている。岩石の組成と無関係に海緑石を分離するには、まず単鉱物部分の分離から始め、次いで、どの程度まで岩石中の海緑石部分はその組成中で量的に最も多いかに関する観念を求めることが必要である。

海緑石の粒径測定は、検鏡下で行われた。岩石が脆弱な場合の粒径測定にはまず僅かの部分を占める泥質分を洗い落とし、乾燥堆積物を双眼ルーペで測定を行った。

解析にあたっては、地質年代値を著しく歪曲するような陸源含カリ鉱物を分離し、最も純粋な鉱物分を求めるようにした。この課題は、研究対象にとりあげられた全試料に対して、ほとんど解決された。海緑石の単鉱物分粒の分離には、次表にかゝげられた様式によつた。

砂質・粘土質岩石から海緑石の分離様式

| 方法 | 分離操作順位 | 主操作条件 |
|----|---|--|
| 1 | 海緑石の粒径まで岩石を粉碎すること | 陶器製乳ばちまたは鉄製乳ばち中で乳棒で垂直打撃を加えて粉碎する。粉碎によつて海緑石粒は変形する(径2mmのjaw crusherを利用することも可能である) |
| 2 | d 0.1, 0.25, 0.5, 1.0mm フルイで選別し、必要な分別部分を貯える | 主要分別海緑石の粒径——フルイで捕捉される——は <0.1, 0.1, 0.25mm である |
| 3 | 泥質分を除去するために水で洗除し、60~70°で乾燥させる | 粘土質岩石中では、洗除を促進させるために、フルイ目 0.04~0.05 m のフルイで洗除するのがよい |
| 4 | 双眼ルーペで観察を行う | 包有物が存在しないことを確認し、鉱物成分を明らかにする |
| 5 | 磁選 | 磁性鉱物の除去 |
| 6 | 電磁選 2, 3 回行う | 1 極 V 型電気磁気系を利用して石英・長石その他の非電磁性鉱物を完全に除去する。電圧 100~80 mV 繰返し選別には電圧 60 mV を使用し海緑石の 80~90% が concentrate として求められる |
| 7 | 重液を使用して汚染鉱物を除去する | fromoform または methyl iodide (比重 2.8~3.2) で重い分別粒子を分離し、次いで重液を洗除し、乾燥させる |
| 8 | ルーペを使用して、汚染粒から針状物質を取り出す | |

以上の様式によつて試料を処理したので、あらゆる場合を通じて異種鉱物——多くの場合石英——粒を僅か 2~3% 含むにすぎない海緑石の単鉱物分粒を求めることができた。炭酸塩質岩石から海緑石を分離する場合には、試料は、海緑石粒の大きさを僅か超える程度に粉碎し、3~5% の冷 HCl で溶解し、泥質部分の洗除後、乾燥させて電磁選別を行う(必要な場合)。

選別の困難な試料(6~10g)については、誘電性選別機(dielectric separation)で分離を行うことがある。この場合には、溶液中に dioxane と蒸溜水とを 1:9—1:12 の割合で添加するか、ときにはニトロベンゼンと燈油とを用いることがある。混合物の割合は平均 5.2~6.2 である。

上述の方法によれば、純粋の海緑石分別粒を多量に、100~150g まで求めることができる。

海緑石におけるカリ・アルゴンの含有量の決定

海緑石の分別試料中におけるカリの含有量は、珪酸塩中のカリ含量を決定する際に普通に用

いられている dipycrylamine 法で決めた。海緑石は、フッ化水素酸と硫酸との混合液中で処理しても、分解は著しく困難である。第1表にはほぼ同一純度で分離されたカリの含量が示されてある。この表からみられるように、海緑石のカリ含量は不定であつて、本研究にとりあげた試料では 3.97~6.99% にわたり、最高値は、最小値のほとんど2倍になつてゐる。

第1表 海緑石の絶対地質年代

| 番号 | 試料採取箇所 | K (%) | Kr 10 ⁻² /g | Ar ⁴⁰ K ⁴⁰ | アルゴン (%) | 生長年代 百万単位 | 地質年代 | 備考 |
|----|------------------------|-------|------------------------|----------------------------------|----------|-----------|--------------------------------|----|
| 1 | Umantsevo No. 59 | 5.31 | 0.135 | 0.0021 | 25 | 35 | Pg ₃ ^{Kiv} | |
| 2 | Abkhaziya, Kodor | 6.99 | 0.254 | 0.0035 | 60 | 56 | Pg ₁ ² | |
| 3 | チェコスロヴァキヤ | 4.42 | 0.363 | 0.0068 | 21 | 110 | Cr ₂ ^{cm} | |
| 4 | " | 6.0 | 0.332 | 0.0043 | 10 | 70 | Cr ₂ ^{cm} | |
| 5 | Vyselki | 4.41 | 0.384 | 0.0072 | 19 | 114 | Cr ₁ ^{alb} | |
| 6 | 北部 Kavkaz, Lava 河 | 3.97 | 0.298 | 0.0058 | 26 | 95 | Cr ₁ ^{alb} | |
| 7 | " | 5.72 | 0.414 | 0.0061 | 20 | 98 | Cr ₁ ^{apt} | |
| 8 | Bukaniskoe 鉱床 | 5.78 | 0.317 | 0.0046 | 12 | 75 | Cr ₂ ^{cm} | |
| 9 | Kavkaz, Baksan 河 | 5.0 | 0.372 | 0.0074 | 9 | 115 | Cr ₁ ^{art} | |
| 10 | Gruziya, Ingur 河 | 5.68 | 0.363 | 0.0053 | 15 | 85 | Cr ₁ ^{br} | |
| 11 | Mosko, Egorskoe | 5.23 | 0.503 | 0.0080 | — | 130 | Jvlg ₃ | |
| 12 | Vyatki 鉱床河口 | 5.68 | 0.690 | 0.0101 | 15 | 160 | P ₂ ^{kz} | |
| 13 | Varvarovskaya | 5.24 | 0.955 | 0.015 | 12 | 230 | C ₂ ^{vr} | |
| 14 | Voroneg | 6.78 | 1.68 | 0.0206 | 6 | 310 | D ₃ ^{Ivor} | |
| 15 | Estoniya | 6.65 | 2.38 | 0.0300 | — | 435 | 0 ₁ | |
| | | | 2.43 | 0.0303 | 12 | 440 | | |
| | | | 2.39 | 0.0295 | 9 | 430 | | |
| 16 | BSSR, P-2井 | 5.35 | 1.87 | 0.0260 | 4 | 385 | Cm ₁ | |
| 17 | " | 5.83 | 3.00 | 0.0426 | 1.5 | 592 | Cm ₁ | |
| 18 | Lipiyagi 村, P-1井 | 5.84 | 2.68 | 0.0382 | 7 | 540 | Cm ₁ | |
| 19 | Serdobskaya, P-2井1380m | 5.33 | 2.56 | 0.0402 | 37 | 560 | Cm ₁ | |
| 20 | Serdobskaya, P-2井1787m | 6.12 | 3.76 | 0.0515 | 2 | 690 | Sn ₂ | |
| | | 6.12 | 3.70 | 0.0503 | — | 680 | | |
| 21 | Serdobskaya, P-2井1758m | 4.90 | 2.95 | 0.0505 | 6 | 685 | Sn ₂ | |
| 22 | Ural, Miniyar 湖 18 孔 | 5.90 | 5.43 | 0.0675 | 2 | 865 | Sn | |

海緑石中の放射性アルゴンを決定する際には非常な困難が起つた。鉱物からアルゴンを分離する一般的な方法は(真空中で加熱・熔融する), 不適當であつた。

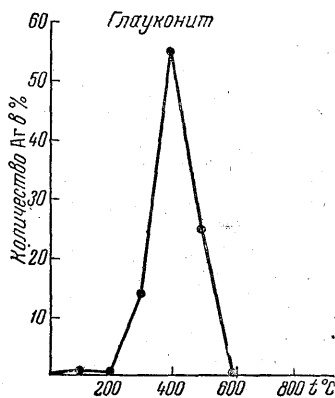
海緑石は天然では分散状態(微細な粒子)で(<0.25mm)岩石中に存在するので、分析の第一階梯——真空状態をつくり、空気に収着したアルゴンを追い出す——でも、分離がきわめて難しい。微細な、かつきわめて軽い鉱物粒子は、きわめて慎重に空気の吸引を行つても、測定器具内で「飛ぶ」おそれがある。そこで次のようにしてきけることができた。すなわち加熱した部分の鉱物類を珪酸テスト tube に入れ、石綿で栓塞した。吸引時には、石綿上に存在する海緑石粒は逆に珪酸テスト tube 中に容易にたたき出されて集まつた。

さらに著しい困難は、海緑石を加熱する際に起つた。海緑石の組成中には、多量の吸蔵水と結晶水とが存在し、100°と500°とで、それぞれ分離する。真空状態で分離すると、水蒸気は、海緑石の粒子——著しく加熱されている珪酸テスト tube 壁に附着している——を収着する数回の失敗をかきねた後で、標準分離法として利用する際には、実験が成功裡に終わることが考えられないことが確認された。そこで海緑石を分析する場合には、試料を真空中で加熱するこ

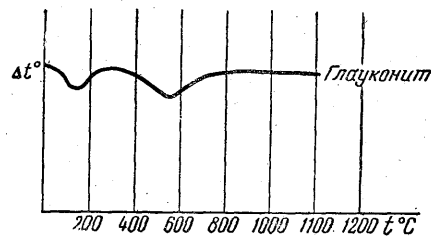
とを止めて、炭酸気流中で加熱を行つた。珪酸テスト tube の圧は約 0.75~1 気圧に保たれた。しかし海緑石を加熱すると、水蒸気とその他のガスが海緑石から遊離して圧が増大するので、圧は、液体酸素で冷却された trap 上で水蒸気と炭酸との部分凍結を行つて、端初状態に引き下げるようにした。圧調節はマンノメーターによつた。海緑石を加熱している間に、圧平衡は、水蒸気の遊離が停止するまで数回にわたつて行い、その後で水蒸気と炭酸とは trap 上で凍結し、次いで普通の方法によつてアルゴンから、化学的活性ガスを除去した。海緑石から遊離したアルゴン量の測定はマンノメーター Mak-leoda で行い、次で同位元素組成を、質量分析器 MC-2M で決定した。

炭酸気流中で海緑石を加熱すると、アルゴンの遊離は、試料の一部が水蒸気に収着されて放出される危険を伴わずに行われるので、実験が著しく容易となる。

温度によつて左右される(海緑石から)アルゴンの分離特性を解明するために、実験を行つた。この種実験では、さまざまな温度下で海緑石から分離するアルゴンの量を考慮に入れた。実験温度条件は、室温から 800°—100° 間隔—にわたり、そのうえ各実験温度下では、アルゴンの遊離が完全に停止するようにした。この実験結果は第1図に示してある。横軸には加熱温度縦軸には、所与の温度で遊離するアルゴン量(海緑石の batch 中に含まれている全アルゴン量から算出した)をとつた。第2図には海緑石の温度記録図が比較のためにかゝげられてある。第1図および第2図からみられるように、収着水の遊離(~100°)は、約 300° から遊離が



第1図 アルゴンの濃縮量



第2図 海 緑 石

始まるアルゴンの遊離を伴わない。実際上において、全アルゴンの遊離は、海緑石の脱水化(500~600°), すなわち結晶格子の擾乱によつて起り、この温度を超えて加熱してもアルゴンの遊離を招来しない。

したがつて海緑石中のアルゴン含量を決定する場合には、海緑石の完全溶解—1,250° で現われる—を行わないで、800~900° にまで加熱するに止めた。

地質年代の算出には、次のカリの崩壊定数値を利用した。

$$\lambda_K = 6.02 \cdot 10^{-11} \text{ 年}^{-1}, \text{ と } \lambda_B = 4.9 \cdot 10^{-10} \text{ 年}^{-1}$$

上述試料の生成年代は、第三紀後期からシルル紀にわたつて広範囲の変動を示す。このように海緑石は著しく異なる生成年代を示すから、アルゴン法を海緑石に適用する可能性を検討することはきわめて興味がある。この種の試料の生成年代を決定した結果は第2表に示してある。

第2表からみられるように、海緑石中の放射性アルゴンは、長い地質時代の間保存されている。海緑石の3試料では、生成年代が若干高いことに留意すべきである。

第2表 海緑石の絶対地質年代 (ア)

| 海緑石の地質学的生成年代 | | 生成 | |
|-----------------|-------------|---|---|
| | | 著者のデータ | |
| | | $\frac{\lambda_k}{\lambda_\beta} = 0.125$ | $\frac{\lambda_k}{\lambda_\beta} = 0.117$ |
| 新 第 三 紀 | 中 新 世 | — | — |
| | 漸 新 世 | — | — |
| | 始 新 世 | 35 | 38 |
| 旧 第 三 紀 | 暁 新 世 | 56 | 62 |
| 白 堊 紀 後 期 | セ ノ ン | — | — |
| | コ ニ ヤ ッ ク | — | — |
| | セ ノ マ ニ ン | 70~110 | 76~120 |
| 白 堊 紀 前 期 | ア ル ビ ア ン | 95~114 | 102~126 |
| | ア プ レ チ ア ン | 98~115 | 81~127 |
| | パ レ ミ ア ン | 85 | 93 |
| ジ ュ ラ 紀 | 後 期 | 130 | 139 |
| 二 疊 紀 | 後 期 | 160 | 175 |
| 石 炭 紀 | 後 期 | 230 | 255 |
| デ ボ ン 紀 | 後 期 | 310 | 340 |
| シ ル ル 紀 | | — | — |
| オ ル ド ヴ ァ イ ス 紀 | 前 期 | 430~440 | 474~481 |
| カ ン プ リ ア 紀 | 後 期 | — | — |
| | 中 期 | — | — |
| | 前 期 | 540~560 | 600~620 |
| 震 旦 紀 | 後 期 | 680~690 | 750~760 |

* Cormier R.F., Herzog L.F., Pinson W.H. & Hurley P.M.: Rubidium-Strontium age determination

しかしこの現象は、驚くべきことでない。すなわちこの種の試料は、純度が最も低い分離物であつて、そのなかに陸源の水雲母および長石が存在する。

若干期待はずれなのは、P-2井 (No. 16) から採取した試料の生成年代値が低いことである。この場合の“若い年代”は、ほとんど2百万年に達している。所与の試料の明確な特性は次のようである。すなわち試料中の海緑石は普通の粒径 (0.2~0.1mm) で代表されるが、著しく純度が高い。しかし洗除によつて単鉱物分粒を分離する過程で、海緑石粒は消滅して peptize 状態になり、海緑石は分散状態の泥質部分に混入した。したがつてアルゴンの消失はこの過程で起つたことが考えられる。

同一ボーリング孔から採取した他の試料から分離した海緑石では、アルゴンの保存は良好であつて、この種試料から求められた生成年代値は充分満足される値である。

表からみられるように、同一年代の海緑石——白堊紀前期・カンブリヤ紀・震旦紀後期——では、精度 ±10% の範囲内で一致する生成年代値が求められている。

資 料

ルゴン・ストロンチウム法による)

| 年 代 | | | | (単位 100 万年) | |
|---|---|---|---|----------------------|------------------|
| ア ル ゴ ン 法 | | | | ストロンチウム・ルビジウム法によるもの* | 近似的地質年代尺度 marble |
| Amiranov | | Hyden. Wasserburg | Lipson | | |
| $\frac{\lambda_K}{\lambda_\beta} = 0.125$ | $\frac{\lambda_K}{\lambda_\beta} = 0.117$ | $\frac{\lambda_K}{\lambda_\beta} = 0.117$ | $\frac{\lambda_K}{\lambda_\beta} = 0.117$ | | |
| 20~25 | 22~27 | — | 18~32 | — | 12~28 |
| 30 | 33 | — | 14~22 | — | 28~40 |
| 40~60 | 43~64 | 48 | 34~35 | 60 | 40~60 |
| — | — | — | 44 | — | |
| 70~72 | 76~78 | 78 | — | 62~70 | 60~130 |
| 80 | 89 | | — | | |
| — | — | | — | | |
| 80~95 | 89~100 | — | 130 | — | |
| 90~130 | 100~139 | — | — | — | |
| 100 | 109 | — | — | — | |
| 135 | 145 | — | — | — | 130~160 |
| — | — | — | — | — | 185~220 |
| — | — | — | — | — | |
| — | — | — | — | — | 265~320 |
| 400 | 440 | — | — | — | 320~380 |
| — | — | — | — | 375~381 | 380~440 |
| — | — | 425 | — | 401~413 | 440~520 |
| — | — | | — | 470 | |
| — | — | — | — | — | 520 |

of the mineral Glauconite, Mass. Inst. of Technology, Cambridge, 1957

最も興味があるのは、古期海緑石から求められたデータである。この種の海緑石は、最初に出現したものであって、古期堆積層の絶対年代決定の可能性を裏付けている。

第2表では、海緑石の絶対地質時代に関するあらゆる既データと著者のデータおよび近似的地質時代尺度 (marble) とを比較してみた。この点では、アメリカの研究者は生成年代の決定にあたって、ソ連で採用されている崩壊定数と異なる K^{40} の K 崩壊定数を利用している。すなわち著者のデータおよび Amiranov のデータは、アメリカの定数 $\lambda_K = 0.555 \cdot 10^{-10}$ 年 $^{-1}$ 註4)と $\frac{\lambda_K}{\lambda_\beta} = 0.117$ とを考慮に入れて算出している。

第2表の2と4の欄には Gerling の決定した定数、3, 5~7 欄にはアメリカの学者が使用している定数によって算出されている。9 欄にはそれぞれの地質時代に対して marble の尺度に

註4) ソ連では、アルゴン法による生成年代の計算には、Gerling が実験によって求めた $\lambda_K = 0.602 \cdot 10^{-10}$ 年 $^{-1}$ を利用している。比は対応的に $\frac{\lambda_K}{\lambda_\beta} = 0.125$ となる。

よる極端な生成年代値がかゝげられてある(鉛方法のデータによつて作成したもの)。

8欄には $\frac{\text{Sr}^{87}}{\text{Rb}^{87}}$ 比によつて Cormier らが決定した海緑石の値が示してある(著者らは、生成年代の計算に、 $1.39 \cdot 10^{-11}$ 年⁻¹ に等しいルビジウム β 崩壊定数を利用した)。

第2表からみられるように、若干の偏差があるにもかゝらず、海緑石で決定された地質学的物体の生成年代の一般的特徴には、地質学的年代の近似的尺度と比較的よく一致している。しかしデボン紀とそれ以後の古い時代では、地質年代尺度に比較して生成年代が若干高くなる傾向が認められる。上述の分析では、海緑石による尺度の編纂にはまだ充分といえない。したがつて信頼度のおける実験データを多量に求めることを必要とされるが、それでも堆積源の地質学的客体の絶対地質年代決定には、海緑石がきわめて有望であることは明らかである。

著者は、本研究がカンブリア紀以後の地質学的客体の絶対的尺度の作成という困難な、かつ綿密な注意を要するが、貴重な課題を解く端緒となることを自覚している。

堆積源の地質学的客体の生成年代の決定に対して、海緑石の広範囲な利用は一連の方法論的研究、とくに海緑石のアルゴンおよびカリに及ぼすカチオン交換と収着過程との影響とその役割が解明された後に始まるといえよう。こんにちに到るまで、単体鉱物の分離過程に使用される重液および酸の $\frac{\text{Ar}}{\text{K}}$ 比の受ける影響、および鉱物の粉碎度の影響に関する問題は解明されていない。

この問題が解決されれば、海緑石の生長年代の決定にあつて、それぞれの海緑石の有効性に関する問題が明らかとなるであろう。

しかし絶対地質年代の決定に対する素材として海緑石を利用すれば、アルゴン法によつて多くの重要な地質学的課題を解く途が開かれることは、現在すでに自信をもつていえる。このような課題は次のようである。

- 1) 絶対的の地質年代と相対的の地質年代との対比(多くの堆積層は化石によつてよく年代決定が行われているからである)。
- 2) (古期)堆積岩層の広域対比は、化石によつて特徴づけられていない。
- 3) それぞれの形態の化石の進化(地質学的時間)に関する一層信頼度のおける知識を求める。
- 4) 地殻のさまざまな造構造地帯における堆積速度の比較的評価を行うこと。
- 5) 鉄鉱・マンガン鉱・燐鉱およびその他の鉱石からなる水成鉱床の絶対年代の確立。
- 6) 先カンブリア後期の時代が解明される可能性があること、古生代初期と原生代との現在の時代的間隙が縮まること(520~1,000百万年)。

この点からみて、アルゴン法による生成年代決定に海緑石およびその他の自生鉱物を適用する研究、および海緑石中における放射源アルゴンの保存に関する特殊の方法論的研究を行うことは、最も必要であると考えられる。

われわれはさまざまな地質年代に属する海緑石試料を多量に処理できるから、生成年代の決定研究が続けられる。