

資 料

551.583.7 : 551.76 : 54.21.02

同位元素法による地質時代の気候条件の決定問題について*

D. P. Hajdin

小西善治訳

地質学時代の気候条件を解明することは、古地理学の重要な課題の一つとなつている。最近までは、あらゆる古気候像は、動物群と植物群との遺骸の研究、およびある岩石とその組合せ(共生関係)の研究に、主として依存していた。例えば漂石(しばしば古期変成氷堆石質堆積物)の発見によつて、北アメリカのヒュウロン紀には、大陸氷河が発達していたことが確認された。厚い漂石質層は、石炭紀後期に、地球の履歴における最大の南半球の大陸氷河の形で残されている。乾燥気候の実在は、白雲石・石膏・硬石膏・カリ・ソーダ塩の存在により、風食生成物の広域にわたる分布により、また厚層の紅色堆積物の発達により明らかにされる。湿潤気候は、侵食、風化皮殻、挾炭層等の広域にわたる発達により確認される。

植物群の遺骸によつても、気候の帯状性がしばしば明らかにされる。例えば、石炭紀には2温暖気候が実在していた。すなわちトング植物群帯・コンドワナ植物群帯と熱帯植物群帯(ウエトフワリヤ)である。

動物群の地理学的分布にも、一定の気候学的帯状性がしばしば識別できる。例えば、北半球のジュラ・白堊紀には、珊瑚類、海胆類、Rudistes、斧足類、腹足類、アンモナイトの広域分布で特徴づけられる地中海型と、上述の型がほとんど消滅しているか、または欠失し、他の族および Cadoceras, Craspedites などのようなアンモナイト、多種多様な箭石類および Aucella, Pteria に変わっている北極型がみられる。

北極区域および地中海区域では、若干の有機物の分布特性を詳細に研究すれば、さらに分帯することが可能である。このような分帯の存在は、確かに気候的要因の作用によつて条件づけられている。とくに白堊紀後期におけるヨーロッパの北極帯では、箭石類のある種の分布状態により、西北西から東南東に共通の走向をもつ数分帯が識別されている。

相似のデータによる古気候の復元は、現象の質的面のみの表象を与えることは、明らかである。例えばある時代の与えられた地域の気候は、先行時代、およびその後の時代よりも、温暖であつたと結論できるであろう。しかし気候の各要素の量的指標(気圧・温度・堆積物の太平洋の温度等)には、もちろんこの場合には欠失している。

最近研究された同位元素方法は、近い将来において、地質家の手に気候の重要な要素の1つである古期海域と海洋の水温の絶対値とを与えることを約束する。

同位元素古温度計法の概況について

一般的形態において、この方法のアイデアを提案した人は Urey 註1)である。この方法は水の酸素と、それから沈殿する炭酸カルシウムとの間に存在する O^{17} , O^{18} 重酸素の平衡分布に

* Найдин, Д. П.: Вопросы определения климатических условий прошлых геологических периодов методом изотопной палеотермометрии, Советская геология, № 7, p. 15, 1958

註 1) Urey, H. C.: The thermodynamic properties of isotopic substances, Jour. Chem. Soc., p. 562~581, 1947

よつている。すなわちその分布は、沈殿時の温度に左右される。水温が低くなれば、 CaCO_3 中における重酸素の同位元素量が增大する。

決定温度に対する酸素の同位元素の適正度は、第1に自然におけるその広域分布度に条件づけられる。第2には海水および海洋の酸素が交換を媒介として、その水に溶存するある種酸素化合物の酸素の同位元素組成に著しい影響を示すこと。第3には生成された酸素化合物(固相)の酸素同位元素組成の安定度は、地質時代を通じてほとんど変わらないことである。

H_2O^{16} と H_2O^{18} とは固相および液相状態の模式的溶液を形成し、温度による同位元素組成の変化の連続性を確保する。 O^{18} の含量は高い信頼度で測定できる。自然においては分布度が著しく低い O^{17} の含量(O^{18} の約 $\frac{1}{3}$ である)は、水とそれから沈殿生成された鉱物類との間に存在する酸素同位元素分布の精確な指標として役立つ。ない。

古気候決定にあつては、水と酸素含有鉱物との酸素同位元素組成差が測定される。水と含酸素鉱物との酸素同位元素分布過程の基盤には、同位元素の交換現象が存在する。高温では交換速度を増大し、水と鉱物との酸素の同位元素組成の平衡が促進され、そのために高温下では僅かの同位元素分化のみが認められる。交換の度合は分布係数(分別化)で表わし、1成分における $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ の比が他の成分の何倍にあたるかによつて示す。同位元素交換の下では、重同位元素は鉱物の酸素中に濃集しているから、鉱物の酸素比が水の同一比の大きさの何倍にあつているかを示す。実際上富化は水と鉱物との差をとり、%またはプロミールで表わされる。この差は鉱物の酸素同位元素の濃集度の何%またはプロミールが水の濃集度を上廻つているかを示す。この差はそれぞれの成分の酸素同位元素組成が平衡に達している場合のみ考慮に入れられる。

水と自然に最も広く分布する無機化合物の O^{18} 重同位元素の分布(分別)係数を比較するならば、きわめて僅かな差異がそれ自体の間にみられる。例えば、水温 25° 下の溶存炭酸塩の係数は 1.0176、硫酸塩では 1.0157、磷酸塩では 1.0087 である。しかし同位元素交換過程勾配は、異なる速度で特徴づけられる(この速度で平衡値に達する)。例えば 100° でも溶存硫酸塩と、磷酸塩の交換速度を比較すると、炭酸塩の交換半減期は約1千百万年であるが、硫酸塩(中性溶液の Na_2SO_4)では 8.650 時間である。温度 $20\sim 25^\circ$ では、硫酸塩の半減期は近似的に $6.45 \cdot 10^5$ 時間、約 75 年である。完全平衡の達成期間は近似的に 450 年である。水と磷酸の平衡はさらに緩徐に達成される。

このようにして酸素化合物のこの種の3型中で、古温度決定に適するものとしては炭酸塩だけである。すなわち炭酸塩と水の間には、酸素同位元素の平衡分布が迅速に確立されるからである。

分布係数は、エネルギーデータを基にして算出されるが、この計算は、自然にみられる僅かな変動を算出するには信頼度が低い。実際の目的に供するには、次のようにして求められる経験的溫度尺度を研究するのが適している。まず海水の平均同位元素組成に等しい酸素同位元素組成をもつ海水に、炭酸カルシウムを溶解する。次で一定の温度(サーモスタット中)で酸素を吹き込むと、炭酸カルシウムが重炭酸溶液から徐々に沈殿する。この化合物の酸素は2条件の函数である。すなわち酸素同位元素組成と既知の沈殿温度である。したがつて横座標に温度値、縦座標に CaCO_3 の O^{18} 濃度をとると、同位元素組成と温度との相調關係を示すグラフが求められる。狭い温度間隔 ($10\sim 30^\circ$) 内では、この相調關係を表わす線は、直線に近くなる。次で標準として条件的にとられた天然カルシウムの酸素同位組成を決定する。求められた直線によつて、このカルシウムの沈殿温度を決定する。他の試料の生成温度については、標準試料と比較して決められる。

このような無機溫度尺度は McCrea^{註2)} が求めた。他の尺度については Epstein, Buchs-

註 2) McCrea, J. M.: Isotopic chemistry of carbonates and paleotemperature, Journal of Chem. Physics, 18, 1950

baum, Lowenstam, Urey 註3)註4) が、厳密に決定された温度下で沈殿した有機カルシウムの同位元素解析に基づいて求めた。分析には厳密に一定の水温に保つてある容器中に入れた、軟体動物の flap の特定の損傷箇所(穿孔, ぎざぎざを附する)に形成されたカルシウムをとつた。この研究によつて、無機・有機尺度の同一性が確認された。

古気候決定に対しては、 O^{18}/O^{16} (方解石において)が動物群の生棲する水の酸素同位元素組成と平衡状態にあるような動物群が利用される。

Lowenstam, Epstein らの現在のデータによれば、多くの有孔虫・腕足綱・軟体動物には、水の酸素同位元素と平衡状態で酸素同位元素が沈積する。同時に珊瑚, echinoderms および海藻類は方解石を形成するが、その内の酸素同位元素含量は、生棲する水の酸素同位元素と平衡状態を示さない。さらに Epstein は、echinoderms と珊瑚にあつては、同位元素平衡が、その組織に寄生する Zooxanthellae の酸素の分泌によつて乱されることを指摘している。

さまざまな海棲動物の骨格に、酸素同位元素が沈殿する問題は、炭酸塩質骨一般の形成研究と切り離されない。Strakhov は Pia の研究を引用して、動物源炭酸塩の生成を誘導する生理学的過程が、こんにちに至るまで明らかにされていないことを指摘している。本質的差異は、酸素同位元素の蓄積過程である。すなわち無脊椎動物にあつては、骨の内部および外部は、有機質被膜で覆われ、水の作用による炭酸塩の同化作用を阻止する。他の海藻類にあつては、炭酸塩質骨質生成物は、この種の保護被膜をもっていない。

方解石の同位元素解析にあつては、約 50 mg の試料が必要である。方解石は乳鉢で(めのう)で摺つて粉末にする。有機物質の混雑物を除くために、ベリウムガスで $475\sim 500^{\circ}$ まで熱す。次で試料を磷酸で処理する。求められた CO_2 は、特殊の送り系によつて質量分析器のイオン源 chamber に導入し、酸素の同位元素組成の range を 0.01%以下の精度で決定する。

初成同位元素組成の保持

有機源方解石の酸素の初成同位元素組成が、地質時代を通じて保持されるかの問題が起きている。方解石の酸素の初成同位元素組成は、第1には殻の方解石を貫ぬく水の拡散、第2には他の元素同位組成水との二次交換、第3には殻物質の再結晶作用によつて乱されるであろう。

固体状物質を貫ぬく水の拡散は、生成方解石が非緻密性微構造の場合には、方解石の同位元素組成が変わる。しかし骨質遺骸が方解石の巨晶-各結晶が相互に堅く接着している一から充分なつている場合、水の拡散はきわめて緩慢に行なわれる。Urey, Lowenstam およびその他は次のように計算している。すなわち立方体の辺の長さが 1 mm の方解石結晶にあつては、酸素の同位元素組成は、温度 20° で $7 \cdot 10^8$ 年間に、全体の 3.6%が変わるにすぎない。

水とすでに堆積した固体状方解石との二次交換については Trofimov が研究し、純粋の水に入れられた 0.25 mm の白堊片は、温度 20° の下で $10^6\sim 10^8$ 年間に 4.5~5%の交換が行なわれる。NaHCO₃ の 5%溶液では、交換は同一温度、同一時間に 10~15%と計算されている。このようにして CaCO₃ は、酸素同位元素組成が十分に高安定性であることを示し、その安定度(交換に対する)は、結晶の辺の二乗に比例して増大する。

無水状態の再結晶作用は、本質的には同位元素組成に反映しない。水が晶出作用過程に関与するならば、初成同位元素の相関関係は乱されるであろう。

殻方解石が再結晶化作用過程を受けないで、充分巨結晶-緻密構造を形成する一で代表される場合には、水の拡散が困難であるから、酸素の初成同位元素組成は、1億年間保持されるであろう。Urey らの研究によれば、ある種有機物の骨質遺骸には、酸素の初成同位元素組成が充分定着されている。このような骨質遺骸としては、箭石の縦溝、イノケラムスの殻等である。反対に、骨質遺骸が方解石の小結晶からなる型にあつては、溝・孔(珊瑚, echinoderms)

註 3) Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H., Urey, H. C.: Carbonate-water isotopic temperature scale, Bull. Geol. Soc. of America, 62, No. 4, 1951

註 4) Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H., Urey, H. C.: Revised carbonate-water isotopic temperature scale, Bull. Geol. Soc. of America, 64, 1953

が存在し、同位元素組成の“記録”の歪められない初成様式が保存されるのには、あまり適しないことを示している。

水の background

化石生棲環境の温度決定問題(同位元素法)は、方解石および他の含酸素鉱物—その生成は水相と関連性があるから、このような環境は水のみであるはずである—は、上述の諸要請に答える形態、記録者を求めることにあるようである。事実上において、同位元素組成の初成“記録”が保存されているならば、それ自体温度“記録”を保存する。このような結論ははやすぎようである。というのは、方解石の酸素の同位組成は、洗殿温度ばかりでなく、洗殿が起こる水の同位元素組成によつても左右されるからである。水の background は、水の酸素同位元素の含有量であつて、温度とともに、水相内で生成される方解石の同位元素を決定する第2の要因である。現世の天然水の酸素同位元素組成は、きわめて顕著な変動を蒙り、変動の合法則性については、いまだ完全に明らかにされていない。

Epstein およびその他の人々は、大洋中における O^{18} の相対的含有量が、一般に塩類の増大に比例して増加することを確認した。 O^{18} の含量の変動性は、同一条件、まず第1に蒸発と凝縮過程に依拠している。Epstein と Mayeda^{註5)} は、塩度 29 から 40%の地表水の O^{18}/O^{16} 比を±0.1%精度で決定した。その結果によると、 O^{18} の含有量は、大洋水の同位元素組成—34.8%にあたる—の平均値から約6%の偏倚を示す。

H_2O^{16} の蒸気圧は H_2O^{18} の蒸気圧よりも高い。したがつて、 H_2O^{16} の重熱帯、および熱帯地域の海洋における蒸発度は高い。Epstein^{註5)} のデータによれば、この地域の地表水は、平均組成の水よりも O^{18} の含有量が若干高い(約1%)。反対に、生成される水蒸気は水に比較して O^{18}/O^{16} の比が小さいことで特色づけられる。また水蒸気の凝縮によつて生成される降水(雨および雪)も、また普通の海洋水よりも一層低い O^{18}/O^{16} 比をもっている。そのうえこの比は、あらゆる場合を通じて蒸発・凝縮過程の繰り返しによつて低下する。

雨水および雪の同位元素組成は、同一地域の同一場所においても、降水が生成される水蒸気の履歴が異なるから、著しい偏倚を示す(第1表)。極地域の水(グリーンランド、シュピツベルゲン)は、水蒸気の凝縮によつて多量に生成されるが、 O^{18}/O^{16} 比は著しく低く、Epstein, Mayeda のデータによれば、平均 20%以下である。しかし Emiliani^{註6)} によれば、25%でも海洋水の酸素の平均同位元素よりも低い(第2表)。

このようにして、融氷水の作用下にある極地および極地附近の海洋水は O^{18} に乏しい。 O^{18} の含量の相対的低下は、低緯度の海洋水でも認められる。寒冷の影響地帯における O^{18}/O^{16} の比は、Epstein および Mayeda のデータによれば、平均組成の水におけるよりも 0.5~1%低い。海洋底水(低緯度地域)—その生成は極地域の水が大きな役割をなす—でも、同位元素比は、平均組成の太平洋水よりも 0.2~0.4%低い。

河水は、雨および雪と同様、酸素の同位元素比は、著しい変動を示す。巨大な河川の下流域域では著しい変化を示し、当然のことであるが、普通の海洋水よりも常に低い。このようにして、塩度と同位元素組成の上述の一般的傾向がみられるにもかかわらず同一塩度でも、海水の同位元素組成は多くの場合異なるはずである。例えば、融雪によつて形成される水(O^{18}/O^{16} の相関比 17%標準より低い)は、約 3.8 倍大きい海水の、 O^{18} の含量を減少させる。

地質時代における水の background

現世水の酸素の同位元素組成の変動が、このように著しく、変動の原因自体が充分多様であ

註 5) Epstein, S., Mayeda, Z.: Variation of O^{18} content of waters from natural sources, *Geoch. et Cosmochimica Acta*, 4, 1953

註 6) Emiliani, C., Epstein, S.: Temperature variations in the Lower Pleistocene of Southern California, *Journal of Geology*, 61, No. 2, 1953

資 料

第1表 海洋水および淡水の酸素同位元素組成 (Epstein, Mayeda による)

試料採取箇所	塩 度 (%)	深 度 (m)	平均同位元素組成 (%)
1. 海 洋 水			
大 西 洋 N 30° 47' W 25° 25'	37.4	10	- 0.90
// N 30° 47' W 25° 25'	35.4	1000	- 0.05
太 平 洋 S 02° 51' W 88° 20'	34.4	20	- 0.09
// S 02° 51' W 88° 20'	34.6	1000	- 0.34
// S 13° 25' W 149° 30'	35.8	0	- 0.34
// S 13° 25' W 149° 30'	34.6	1000	- 0.20
// S 13° 25' W 149° 30'	34.7	4000	- 0.48
2. 頗海地帯の海洋水 (融水水で洗われている)			
太 平 洋 N 48° 53' W 135° 00'	32.6	0	- 1.22
// N 57° 00' W 150° 00'	32.9	0	- 0.95
グリーンランド沿岸地域	16.2	0	-11.07
グリーンランドの東海岸	29.3	0	- 3.35
3. 淡 水			
雪 (シカゴ)			-17.02
雨 (//)			- 7.12
//			- 6.55
ミシガン湖			- 6.13
ミシシッピ川 (セントルイス)			- 8.89
//			- 4.89
コロンビア川			-17.45
great salt lake	219.5		- 7.44

第2表 水圏の酸素の平均同位元素組成 (Emiliani による)

試料採取箇所	水 の 量 ($\times 10^6$ km ³)	同位元素比の平均値 O^{18}/O^{16} (‰)
海 洋	1360.0	0
水	16.5	-25
淡 水	0.5	- 7
水 蒸 気	0.01	7~16

るならば、どのようにして地質時代の水の同位元素組成に関する問題に approach すべきか。

海水の同位元素組成に関する問題は、その地質時代における容積と塩組成問題と密接な関係をもっている。こんにちに至るまで、海の容積(ある研究者は水塊が著しい変動を蒙むると考えているが、他の研究者は地球の発達過程における海洋水塊の容積が定常であると認める傾向がある)ならびにその組成(1研究者はさまざまな地質時代における海洋・海の塩の含有量が本質的に変わると考えているが、他の人は海水の組成が時間的に不変であるという見解を支持している)に関して、相対立する観念が述べられている。

最も根拠のある考え方としては、Vernadskii が幾度となく繰り返している考え方—海洋水塊の定常と地質時代におけるその組成の不変性—である。

最も古い地質時代の沈殿物—原生代沈殿物—から、水の一般的な組成とその存在形態は、現代のそれと相似であつたばかりか、その量も同一であるか、それに近い状態にあつたはずである。その生成が、水と関連性のあるような多様な鉱物類では異なつていたようである。しかし

この種鉱物類は、全地質時代にわたつてその性質、量的関係および共生関係については同一である。海進および海退期には、常に同一状態の単一液相塊の移動のみが起こり、その移動状態はあたかも全海洋が“跳ね上る”ような状態を示し、その質量は不変である。

多くの地質学者および地球化学者は、Precambria 時代 (おそらくそれより早く) から、海洋への河および火山の塩の流入は、有機源および化学的堆積物の沈積による運び出しによつて平衡していたことを考へている。

われわれは、すでにカンブリア時代に、海と陸地との間に(膨大な規模に達する)塩平衡が成立して存在していた。この時代からこんにちに至るまで、海洋・岩石の特性についても、有機物、海の化学的組織の変化にも、大気の組成にも、なんら変わつていないばかりか、海洋の塩塊の組成にも、なんらかの著しい変化が起きた跡がみられない。

まさにカンブリア時代には、火成岩の破壊および火山噴出物の導入によつて海洋の塩塊が発生し、同位元素水 background がこれを基盤として形成されたと考えられる。カンブリア時代における水の background の生成経路と特性についてはほとんど知られていない。ある計算によると、カンブリア時代の海洋における O^{18}/O^{16} の減少が推定されている。堆積源の珪酸塩には、火成源珪酸塩に比較して、酸素の重同位元素を多量に含んでいることが確かめられている。堆積源珪酸塩の酸素重同位元素による富化は、生成時の水との交換過程で発生した。したがつて同位元素の同量が、海洋水で失なわれるであろう。このようにして、時間の経過に伴なつて生じる海洋水の重同位元素の喪失は、堆積岩および火成源珪酸塩の O^{18} の含有量の差として算出できるであろう(第3表)。

第3表 珪酸塩岩石の酸素の同位元素組成 (Baertschi による)

岩石の名称と産地	標準値からの O^{18}/O^{16} 値の偏差 (%)
火成岩	
片麻岩状花崗岩(カンブリア紀); ダコタ洲(標準試料)	0.0
玄武岩(グリーンランド)	-4.5
黒曜石(")	-4.5
玄武岩(コロンビア河, オレゴン)	-1.5
現世熔岩 エトナ	-1.5
バリクチン	-0.5
ハワイ	-1.5
堆積岩	
珪岩(カンブリア紀); ラグラドール	+7.0
珪岩(カンブリア紀前期); ベルモント	+2.5
珪岩(カンブリア紀後期); ウィスコンシン	+4.0
花崗質砂岩(三疊紀)	+2.0
頁岩(オルドビス紀前期); アイオワ	+6.0
シリカ(白堊紀); 英国	+15.0
珪藻土(中新世); カリフォルニア	+22.0

海洋の酸素同位元素組成の問題は、一般的な形態では海洋水の成因問題と切り離せない。海洋水は遠くカンブリア時代に地球を覆つていた濃密な大気によつて生成されたものであるか、あるいは地球の深部から噴出された蒸気、その他の揮発物質の蓄積によつて生成されたものである。太平洋の同位元素組成の問題は、海洋水の履歴によつて決定されるであろう。

極端な場合には、塩含量および海洋水の同位元素 background は、主としてカンブリア時代に形成され、こんにちに至るまで、塩組成も同位元素形成も、著しい変化を蒙らなかつたようである。

しかしカンブリア時代の全地質時代を通じて、海洋水の組成、質量の定常観念は、この値の周期的変動の(存在)可能性を排除するものではない。容積および組成の周期的変化は確かに起こっている。例えば水の容積は氷河期に巨大な氷塊の出現により、また沈積堆積物の形と同時に水の後退によつて減少側へ若干変わることがある。

地質時代の規模では、ある平均値を中心として変動するから、量的にも質的にも一定で、かつ不変の状態で見える。

容積と組成との周期的変動は、具体的な時間断面における水の background の強さを解明することによつて、きわめて本質的なものとなる。例えば O^{18}/O^{16} 比の著しい乱れは、氷河期に起こっている。

すでに述べたように、海洋水の同位元素組成は、融氷水の作用によつてとくに著しい変動を蒙っている。過去の巨大な氷塊は、古期温度の決定に著しい影響を及ぼすはずである。このことは、洪積世および現代について Emiliani^{註7)} が行なつた計算で明らかにされる。現在存在する全氷塊が水に転化したと仮定するならば、海洋の同位元素組成は 0.3%低下し、計算によると、同位元素温度は平均 1.3° 低下することになる。洪積世には氷の容積は $59 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ であつた。氷は、現世の氷河と比較してはるかに低緯度線地域に分布していた。洪新世水の酸素の平均同位元素組成は、現在この地帯に降る雪の同位元素組成—規準より 15%低く—とあまり異なることが考えられる。したがつて膨大な氷塊の形成は、海洋水の O^{18}/O^{16} 比を平均 0.4%高め、同位元素温度は対応的に 1.7° 上昇することになる^{註7)}。

水の background の消去の可能なみちについて

化石素材の研究によつて、さらに増大する現世海、海洋の background の変倚性は、望ましい結果を求める可能性を制約する。

water background を消去するためには、2つの方法が考えられる。(1) 方解石ばかりでなく、他の酸素化合物について沈積温度を平行的に決定する“対温度計”と(2) 鉱物に含まれている結晶水の酸素の同位元素組成とを研究する方法である。“対温度計”の理論的課題は、きわめて魅力的にみえる。同一成因の初生含酸素鉱物(例えば磷酸塩または硫酸カルシウム、あるいは珪酸塩と対に方解石をとる)について、2個の未知数—沈積温度と水の同位元素組成—をもつ2次方程式を解いて求められる。したがつてこのような2次方程式によれば、water background の同位元素組成を研究する必要性がなくなる。

しかし“対温度計”のアイデアを實際上具体化するには、きわめて重大な障害に出会ふ。そのおもな原因としては、堆積源の鉱物の酸素(磷酸塩・硫酸塩その他の含酸素化合物)が水の酸素と交換する能力が低いことである。しかし交換が水および鉱物の酸素の間に成立するような生化学的過程が存在するものと推定されている。

Urey ら^{註8)} は、その生成が有機物の生活活動と密接な関連性のある磷酸塩類では、水との交換を著しく促進するような酸素の作用過程を発見することが期待されると報告している。しかしこんにちに至るまで、類似の作用過程は知られていない。おそらく現世の海棲有機物に行なわれている生化学的過程—磷酸塩の同化作用—を全面的に研究してから、温度計的決定に対する磷酸塩の有用性について、最終的結論を下すべきである。そのほかに、方解石および磷酸塩とともに含まれている化石の骨質遺骸もとりあげるべきである。例えば頭足類の成長線は全体として方解石からなつているが、断片は霰石からなつている可能性がある。Grandjean^{註9)} は

註 7) Emiliani, C.: Pleistocene temperatures, *Journal of Geology*, 63, No. 6, 1954

註 8) Urey, H. C., Lowenstam, H. A., Epstein, S., Mckinney, C. R.: Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark, and the Southeastern United States, *Bull. Geol. Soc. of America*, 62, No. 4, 1951

註 9) Grandjean, F.: Le Siphon des Ammonites et des Belemnites, *Bull. Soc. Géol. France*, IV, ser. X, 1910

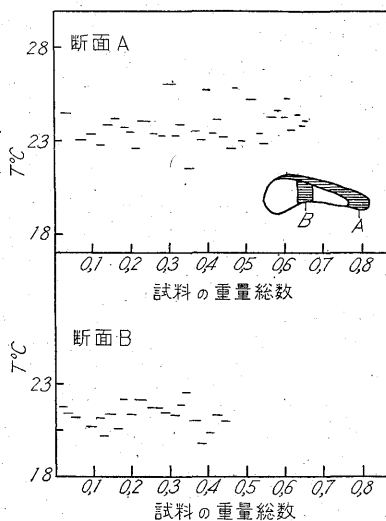
belemnites のサイフォン壁と頭部の隔壁とには、磷酸カルシウムを多量に含んでいることを確認している。初生方解石と磷酸塩との酸素同位元素の平行的研究を進めるならば、この兩種鉱物における O^{18}/O^{16} 比の相関関係の性質に関する観念が得られるであろう。

ある種の珪酸塩は水と酸素との交換をきわめて迅速に行なうことが知られている。しかし堆積岩のこの種鉱物グループは、含水珪酸塩で代表されるから、第三の複雑な要因—酸素の同位元素組成の状態がまだ研究されていない含水珪酸塩による—に関連性のある新しい困難に当面する。これらの諸例は、現在“温度対”の問題が実際に応用するために必要な解からほど遠いことを示している。

いまだ低度の発達を示している water background を消去する第2の方法は、ある種鉱物の結晶水の酸素の同位元素組成の研究である。鉱物に含まれている結晶水の酸素同位元素の組成を研究すれば、この鉱物が沈殿した環境の水の酸素同位元素組成が決定される。さまざまな濃度の H_2O^{18} 溶液の塩の晶出実験によれば、結晶水の O^{18} 含量は、水環境(媒質)におけるよりも低いが、全鉱物に対する分布係数はそれ自体の間ではきわめて近い値を示す。

季節温度と平均温度

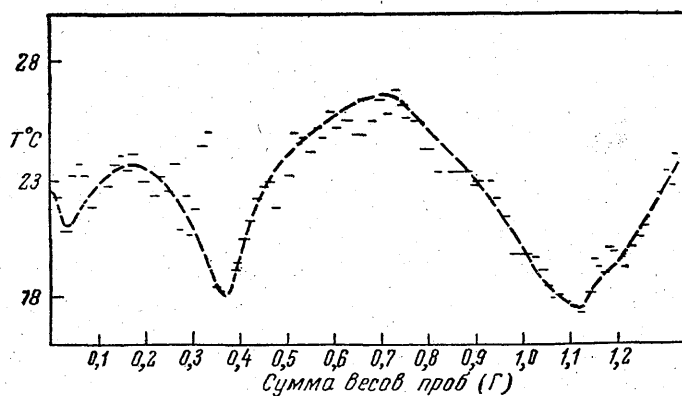
Epstein らは、Bermuda 島附近の大西洋底の浅水中に棲息する現世軟体動物および他の有磯物の温度と殻との成長関係を研究した。分析の場合に、季節によつて生長すると考えられる殻



第1図 現世斧足類 *Chama Macerophylla* (Bermuda 産) の殻の季節的成長温度 (Epstein, Lowenstam の Temperature-shell-growth relation' of recent and interglacial Pleistocene shoal-water biota from Bermuda, Journal of Geology 61, No. 6, 1953 からとつたもの)

のさまざまな部分から、方解石試料を作成した。斧足類の場合には、試料を統一するために、第1図に示すように、2垂直断面 A, B についてとつた。例えば、*Chama macerophylla* の弁の方解石は、温度が 21° を超える場合のみ沈積する。底棲有孔虫類も夏季だけに成長する。研究された頭足類の大多数は、1年中を通じて方解石が成長する。これは *Strombus gigas* 型の例によつて示される(第2図)。この動物の殻は、冬期では $16\sim 18^{\circ}$ 、夏期では $25\sim 27^{\circ}$ 温度で成長する。また比較的低い温度(平均温度 19°)で成長する斧足類(*Pinctada radiata*)も明らかにされている。

化石素材についても、季節的成長温度を決定する可能性がみいだされている。Urey とその他は、スカイ島産のジュラ紀の斧足類のさまざまな成長線からとつた方解石の同位元素組成を

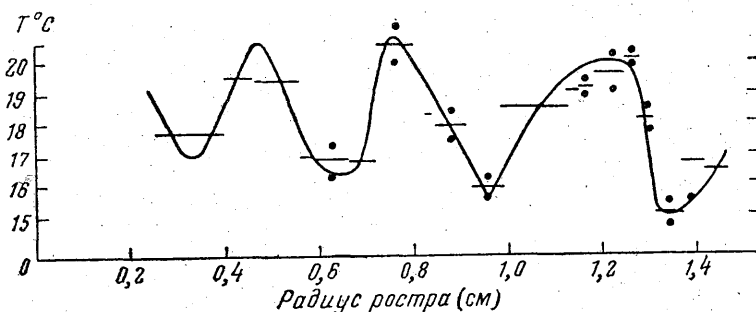


試料の重量総数

第2図 Bermuda 島産現世頭足類の殻の季節的成長温度
(第1図と同一データからとつたもの)

研究した。採取された試料の成長線の直径は 2.5 cm であつた。成長線が若い階梯を示す試料は採取できなかつた。この試料を処理した結果、第3図に示されているようなこの種斧足類の成長温度曲線が求められた。この曲線によれば、斧足類は若い階梯後に夏2回と冬期4回を過ぎたことを示している。

若年時代には、この例では、後半生よりも一層温暖な水のなかに棲息していた。温度の変動の大きさは 6° で、平均温度は 17.6° である。



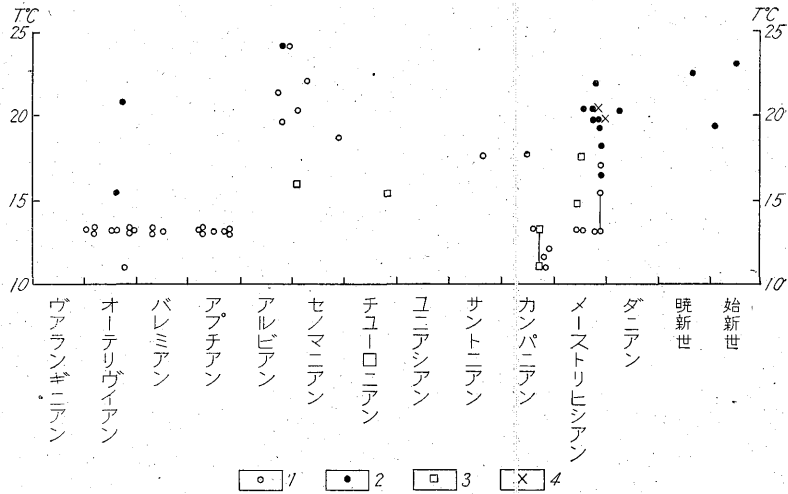
生成線の半径 (cm)

第3図 ジュラ紀斧足類について決定された温度の季節的変動 (Urey のデータによる)

この研究を行なつた人には、次のことを指摘しているのはまったく正しい。すなわち、この研究では類似の、驚くべき結果が誘導されるような“偶然的”拡散、または交換過程を考へることは難しい。これらの研究および他の研究は、確かに確信をもつて、方解石(成長線)の初成同位元素組成が保持されることを立証している。

殻がきわめて微細であるために、その種々の部分から試料を採取することが不可能な場合がしばしばある。このような場合には、殻の各部分が1試料として供されることになる。求められた数値はどのように解釈されるか、成長線が年輪形態のものを解析するならば、平均年間生棲温度値が求められるであろう。1年間を通じて暖季にのみ成長する斧足類の方解石が、解析データに混入する場合には平均年間温度でなく、殻成長季の平均温度値(斧足類の場合には夏季)に関する観念が与えられる。

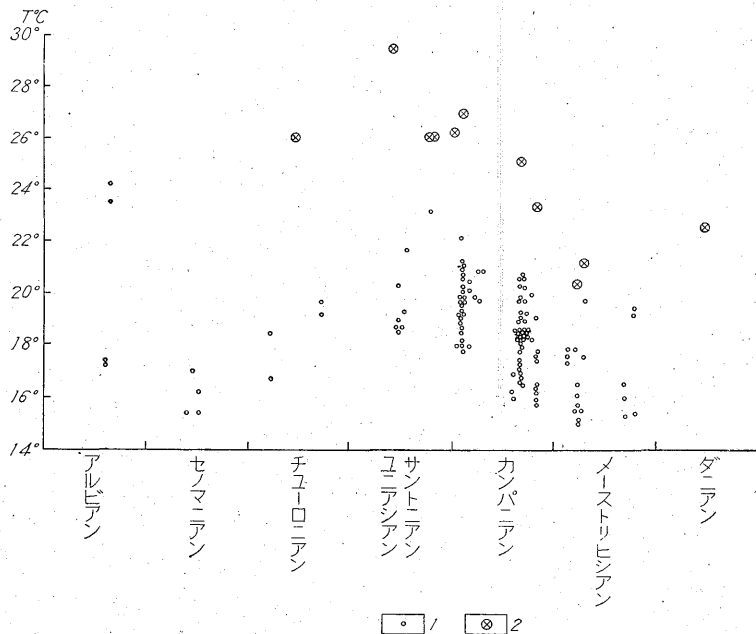
化石床の温度様式に関しては、群棲をなして確かに生活を営んでいたと考えられる化石遺骸系だけについて、結論を下すことができる。瀕海型の化石遺骸では最も多様な温度値を示す。一般的にいって、この型の化石遺骸では平均年間温度の観念が与えられない。クリミヤのメーストリヒシアン世晩期海の浅海に棲息していたカキ化石について、Teis は $18\sim 21^{\circ}$ の温度を



第4図 白堊紀箭石類・斧足類・古期カキ類の殻の方解石の酸素同位元素に関して決定された温度(クリミヤ)

決定している。この温度は、この地域の夏期の水温にあたる。

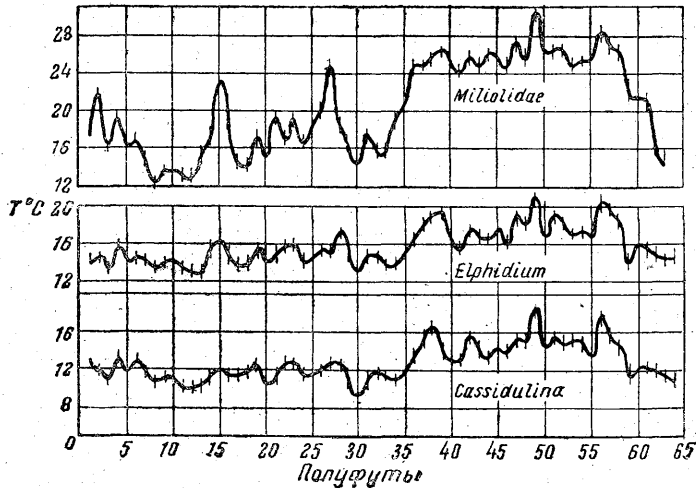
平均年間温度に関する一層価値あるデータは、遠洋型、例えばプランクトン、有孔虫、ある種の箭石類等である。クリミヤ産のメーストリヒシアン世晩期の箭石類については、13~15° 温度が決定されている。この温度は、生棲時の平均年間温度と考えられる。Lowenstam と Epstein の研究によれば、白堊紀晩期の多くの有機物(カイ類・イノケラムス・頭足類等)は、それと共に棲する箭石類と比較して、著しく高い温度値を与える(第5, 7図)。このことは、一方では箭石類、他方ではカキ類、ベクテンおよびその他の化石型の生棲温度は、異なる意味をもつてい



第5図 西部ヨーロッパの白堊紀晩期の箭石類および頭足類によつて決定された平均温度 (Lowenstam, Epstein の Paleotemperatures of the Post-Aptian Cretaceous as determined by the oxygen isotope method. Journal of Geology 62, No. 3, 1954 からとつたもの)

ることによって解明される。すなわち第1の化石型の温度は、生棲環境の平均年間温度を表わしているが、第2型のものは、夏期の温度のみを示しているであろう。多くの有機物類は、1年間の季節によつて、また一定の成長階梯において、その生棲環境を変えることも考慮に入れる必要がある。

研究対象の化石群に、dimorphism が存在する際には、方解石の酸素同位元素解析データの解釈が、きわめて複雑となる。こゝで問題となるのは、同一種の異なる(化石)形態が、異なる季節に発達し、この季節に特徴的な温度を、それぞれ記録することである。このような現象は、南カリフォルニアのサン・ベトル産の洪積世初期のいわゆる“ロミットマール”の切羽面から採取された有孔虫殻の方解石の O^{18}/O^{16} 比を研究した Emiliani と Epstein とが立証している。この研究によれば、さまざまな有孔虫の代表種 (Cassidulina, Elphidium, Miliolidae) の絶対値は異なるが、全動物群の温度変化は、最高・最低温度のピークが、驚くべきほど一致し、同一であることを示している(第6図)。絶対温度値が異なるのは、3群の代表種の生棲温度が異なることで、部分的には説明できるであろう。この群の現世種の代表的なもの—メキシコ湾に生棲している—について求められた値と比較すると、洪積世初期の Miliolidae は、深度 20 m, Elphidium は 60 m, Cassidulina は 120 m に生棲していることが推定される。



単位: 1/2 フート

第6図 異なる有孔虫によつて決定された南カリフォルニアの洪積世初期の温度変化を示す。(Emiliani, Epstein の Temperature variations in the Lower Pleistocene of Southern California, Journal of Geology, 61, No. 2, 1953 からとつたもの)

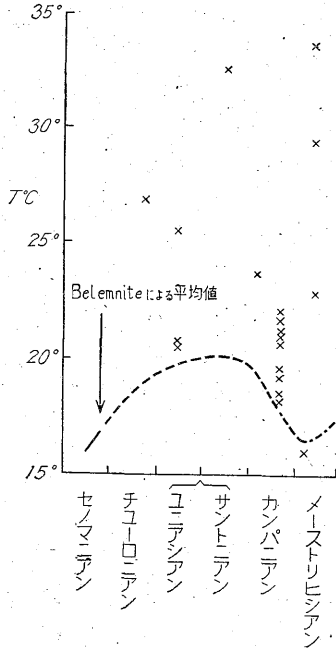
しかし深度要因は、他の要因、すなわち多様な科と属との種によつて複雑化する。この種の動物群は、異なる季節に方解石が生長し、それ自体異なる温度が定着している。有孔虫類では、種族の交代が観察されている。すなわち同一種中にも、微球状と巨球状形態が存在し、そのうえ冬期には、微球状形態のものが、夏期には巨球状形態のものが最も多く分布している。解析された Miliolidae と Elphidium では、微球状形態のものがきわめて少ない。したがつて、この2動物群について求められた結果は、夏期温度に対応し、絶対温度値の異なるのは、事実において、生棲深度の差によるものであると推定される。Cassidulina 属の構成には、微球状形態のものと、巨球状形態とが、ほぼ同数含まれていた。この場合には、温度は年間平均値に近いであろう。Emiliani, Epstein は、Cassidulina 属種が Elphidium の特殊属より深海に生棲していたことは疑わしいと考えている。

上述の諸例は、さまざまな有機物遺骸の方解石の酸素同位元素解析によつて求められた値の真の意味を読みとることの複雑さを示している。したがつてこの値の解明は、綿密な古生態学

(paleoecology) 的解析に基づかねばならない。

地質時間内における温度変化

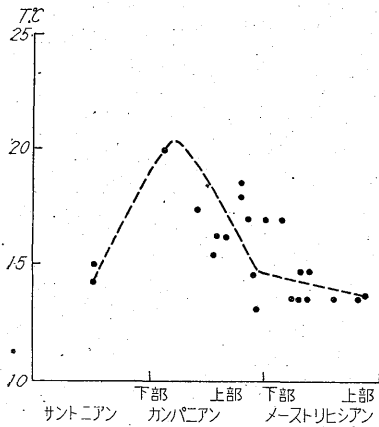
各地層から採取されたある種の有機物遺骸について、年平均温度値が得られるならば、地質時間の流れとともに起こった温度の変化の一般的な特性を明らかにすることが可能となる。



第7図 西部ヨーロッパの白堊紀後期の温度変化
箭石類 (belemnite) およびイノケラムスに
よつて決定されたもの
(第5図と同一データからとつたもの)

相当長期間にわたる地質時間の流れにおける平均温度変化に関する最初のデータは、Lowenstam, Epstein が求めた。西部ヨーロッパおよびアメリカの南東部の上部白堊系から採取された belemnite について平均年間温度を決定し、白堊紀の初期(セノマニアンとチューロニアン)には、この膨大な地域では温度が徐々に上がり、次で極大(コニアシアン、サントニアン)に達し、カンパニアン、メーストリヒシアンには温度の低下が起こつた(第7図)。

Plate-forme から採取された belemnite についても、カンパニアンからメーストリヒシアンにかけて平均温度の低下が認められている。しかし Plate-forme の予察決定による温度の極大値の状態は、Lowenstam および Epstein が誘導した結果と若干異なつている(第8図)。この差異は Plate-forme および西部ヨーロッパにおける上部白堊系中部のデータが足りないためである。あらゆる場合を通じて、Plate-forme ではサントニアン—珪質沈殿物が広域に分布している時代—に対して、極大温度値が期待できないようである。



第8図 Plate-forme 地域産の箭石類の
年間成長温度

クリミヤの白堊系から産出する belemnite に基づく平均年間温度に関する若干の試料が求められている。オーテリヴィアン、バレミアン、アプチアン時代には、年間温度は均一(13.3°)であつた。しかしアプチアン晩期およびセノマニアン時代には年間温度の上昇(18.8~24.1°)が認められている。サントニアン、カムパニアン、メーストリヒシアン時代には、ふたたび温度の低下が指摘されている。

前章の Emiliani および Epstein の研究は、南部カリフォルニアの最新世初期の前半期には、寒気、次には暖気の気候に代わつてることが確認されている。

きわめて興味あるデータは、カリブ海・太平洋・大西洋の深海堆積物のコアから採取され

た第三紀および第四紀有孔虫に基づいて年間平均温度を研究した Emiliani が発表している。

遠海性および底棲動物型についてみると、太平洋および大西洋の表面水および底水に対応して温度の緩低下が認められる。大西洋の深海堆積物のコアから表層水(深度 30~40m 以下)

資 料

中に生棲する *Globigerinoides sacculifera* と *Gl. rubra* を同定した。コアの漸新統部分の試料は、採取試料位置の8月の現世温度と一致する温度を示している。中新世に対しては、現世温度より約 4° 低い温度が求められた。

第4表 遠海棲有孔虫によつて決定された第三紀の大西洋の熱帯および亜熱帯における年間平均温度 (Emiliani による)

コア番号	試料採取位置	深度 (m)	年代	平均温度 (°C)	現世温度 (°C)
234	N 5° 45' W 21° 43'	3,577	中新世 初期—中期	22.8	26.5
A 164—30	N 30° 04' W 76° 57'	1,120	〃	24.1	28.0
A 167—22	N 29° 50' W 76° 28'	2,215	漸新世中期	28.3	28.0

太平洋の熱帯地区の底棲有孔虫—漸新世の中期から始まつて鮮新世後期にわたる—は 8° の温度を記録している (第5図)。全緯線地域における深海 (大洋) 水の温度は、極地域の表層水の温度に左右されるから、求められたデータは、極地域の表層水の温度低下に対応して決まつてくる。

第5表 底棲有孔虫によつて決定された第三紀における太平洋熱帯地区の底水の年間平均温度

コア番号	採取試料位置	深度 (m)	年代	平均温度 (°C)
58	N 6° 44' W 129° 28'	4,440	鮮新世後期	2.2±0.5
57	N 8° 25' W 128° 48'	4,607	鮮新世中期—後期	7.0±0.5
53	N 15° 34' W 127° 11'	4,725	漸新世中期	10.4±0.5

大西洋の赤道地区およびカリブ海に産する遠海洋棲有孔虫殻の方解石の酸素同位元素決定によれば、最新世時代には、表層水は約 6° 範囲の周期的変動を示し、約 40,000 年にあたっている。Emiliani は、最底温度を氷河期に、最大温度値を間氷期に結びつけている。後氷河期の温度変化については、詳しいデータが求められている。温度が 16,500 年前から徐々に上昇し、6,000 年前に極大値に達し、その後は、僅かの温度低下が指摘されている。

底棲有孔虫殻の酸素の重い同位元素含量の研究によれば、氷河期における太平洋赤道地区の底水温度は、この地域の現代底水温度より 21° 低い。これは氷河期にこの地域に巨大な氷塊が侵入したためである。

さまざまな課題解決への同位元素様式 of 古生物温度計
(Paleo thermometer) の適用について

有機方解石における O¹⁸/O¹⁶ 比の決定方法によれば、古生物温度計に基づいて、例えば、海流の方向と特性、その出現問題、反対に 2 海盆間の結びつきのそう失、気候帯の拡がりについて、多くの重要な古地理学的結論をくだすことが可能となる。おそらく近き将来においては、古海の等温度線図を編纂できる可能性がでてきている。この場合には、広域古生物温度計データの一般化は、厳密な層位学的対比資料によつて基礎づけるべきである。模式的な場合における古生物温度計データの同時性は、試料を採取した層準の岩石の絶対年代の決定によつて裏づけできるはずである。カリブ海、大西洋、太平洋の第三紀堆積物に含まれている有孔虫に関する Emiliani の研究には、このような模式的な場合が記載されている。Emiliani は、深海堆積物のコアの各層準の年代をイオニウム方法、放射炭素法およびその他の絶対年代決定方法によつて研究した。

しかしさらに古生物学温度計研究方法に習熟した後は、逆の問題すなわち、与えられた層準産の有機源方解石によって決定された温度に基づいて、その層準の層位学的位置を確立することが可能であることを考えるべきである。例えば、北アメリカ、西部ヨーロッパ、ソ連のヨーロッパ地区のメストリヒシアン産 belemnite によれば、この時代は、比較的高くない温度が続いたが、カンパニアン時代には、同一地域において一層高温度であつたことは、確かに、層位学的指標とみなすことができる。層位学的課題の解決へのこの方法の適用は、古地理学的課題の解決の場合と同程度に期待をよせることができるであろう。

方解石の O^{18}/O^{16} 比の決定に基づく方法の適用は、上述の課題に限られていない。すなわちこの方法を用いると、化石有機体の古生物学的特性系列例えば与えられた有機体の寿命、さまざまな進化階梯の温度(環境)等を明らかにする際に、きわめて重要な知識が求められるからである。

O^{18}/O^{16} 比の特性によれば、岩相の若干問題を解明できるであろう。例えば、最近までは、浅水地域の現代の炭酸塩游泥中から産する霰石の針は無機源であると推定されていた。Lowenstam および Emiliani は、パハマ島産の(游泥)霰石の針の O^{18}/O^{16} 比が、よく知られた無機源の鯛状岩、および他種炭酸塩よりも海藻炭酸塩の比に著しく近いことを指摘している。この事実によれば、霰石の針が主として有機源であると結論できる。最後には、凍結問題にこの方法が利用できる可能性がある。

近き将来の問題

同位元素様式の古生物学的温度計方法の発達は、次の2つの条件が完遂された場合にのみ確保されるであろう。

1) 求められた結果に及ぼす“water background”の影響の主法則性を明らかにする必要がある。模式的な場合については、“water background”の消去、例えば、“double thermometer—2個の含酸素鉱物の沈殿温度の平行決定—”を作ることにより、また結晶水によって一般に消去できるであろう。しかしこの途で出会う困難、すなわち同時性含酸素鉱物、例えば同時性方解石および磷酸カルシウムを同一層準で常に発見できるとは考えられないことを考慮に入れるべきである。したがって water background の消去研究とともに、さまざまな地質時代に属する(特性の異なる)海盆地域の“water background”の補正値を確立する研究を行なうことが必要である。このためには、現代の天然水、まず第一に大洋水および海水中における酸素同位元素の分布を決定し、地質時代における酸素同位元素比の変化の特性を決めることが必要である。この補正計算において大きな意味をもっているのは、地質時代の海水塩の濃縮度決定である。Stadnikov の提唱した、堆積岩の変態特性にみられる交換反応の研究方法によれば、この問題に具体的に近づくことができる註10)。

2) 有機源カルシウムにおける O^{18}/O^{16} 比の古生物学的温度計の発達は、現棲有機体が生成する炭酸塩の酸素同位元素の分布特性研究を行なわなければ無意味である。

さまざまな現生の動植物型骨組遺体の、酸素(重い)同位元素の蓄積特性に関して行なわれた研究結果に、化石素材の処理によって求められたデータの解釈を基礎づけるべきである。現代のデータによって、初めてさまざまな有機体型の方解石に含まれている、酸素の重い同位元素の蓄積過程に及ぼす生物学的影響(さまざまな有機体方解石の成長にみられる季節性、さまざまな生活期または1年中のさまざまな時間における(温度様式によって異なる)海盆地域の多数の有機体の生棲環境(有機体のさまざまな成長階梯における方解石の蓄積にみられるさまざまな強度)、現世の生物集団の研究によれば、一方では囲繞水の酸素の同位元素組成と、均衡状態の酸素の重い同位元素を含む方解石の成長型態が、他方では酸素同位元素平衡が生活活動に

註10) Stadnikov は、とくに二疊紀海の塩化ナトリウムの濃縮度が大西洋のそれにきわめて近いが、カルシウム塩の含有量は若干低い。

資 料

よつてすでに乱されている型態が解明できる。

結論として次のことを強調しておく。すなわち水から沈殿した方解石の O^{18}/O^{16} 比の決定に基づく方法は、地質学者・古生物学者に興味のある課題の解決に適用できるばかりでなく、この方法は生物学的研究および海洋学的研究にも使用して、立派な成果をあげることが期待できる。