

(Vinogradov & Tugarinov · 1961). なお上記 Dnepr ミグマタイトのU-Th-Pb 年令は 27億年である (Vinogradov & Tugarinov · 1961).

フィンランド東部先カレリア基盤の花崗岩質片麻岩のジルコンで26.8億年という U-Th-Pb 年令 白雲母で 26.3億年というRb-Sr年令が測定された (Wetherill等 · 1962). スコットランド北西部では Scourie 産の Lewisian Complex のカリ長石について25億年という Rb-Sr 年令が得られた (Giletti 等 · 1961).

### アジア

中国東北部 Taishan (泰山) · Anshan (鞍山) 付近で 23~25 億年の K-Ar 年代が最近多数報告されている (中国東北部の地質年代分布図参照. 43頁下段掲載).

インドでは Mysore 州のDharwar 帯で 古い年代の岩石が発見されている. Bangalore のペグマタイト中のモナザイトで 23億年という U-Th 年代が また Chitaldrug の方鉛鉱で 24.5億年という Pb年代が報告されている (Aswathanarayana · 1965).

以上紹介した古い岩石の産地と年令を世界地図上に示した. これらの岩石をまとめてながめてみると とくに次の2点に気がつく. 第1は地球上で現在発見されている最も古い岩石は カナダ・パルト両楯状地およびアフリカ東南部にあり その年令は34億年前後であるこ

と 第2は27億年前後の岩石が各大陸にかなり多く発見されていることであろう. ところで Donnら (1965) は約35億年の最古の岩石が花崗岩・ペグマタイト・片麻岩などの酸性岩石であり これらの岩石が生成したのは地質学的事実から判断して地向斜輪廻の終りの時期であること その次に起こった大きな変動時期は 今から27億年ほど前であることなどから 地球上に最初に起こった地向斜輪廻の始まりの時期は少なくとも今から40億年前であろうと推定した. すなわち侵食・堆積などの地質現象がすでにそのころ地球上に起こっていたということである.

地球の年令は鉛の同位体組成の変化 隕石の年令による推定などから 45億年程度と考えられているが 地球生成の初期の段階における進化過程に関しては 従来は天文学あるいは宇宙科学的な研究による推論がほとんどであった. しかし30億年をこす古い岩石が世界各地に発見されるにしたがい 地質学が地球の生成および初期の進化という大問題と具体的に結びつきつつあるのは興味深いことである.

### 文献

- 1) Gast et al. (1958), Trans. Am. Geophys. Union, 39, 322.
- 2) Bassett & Giletti (1963), Geol. Soc. Am. Bull., 74, 209.
- 3) Stockwell & Wanless (1961), Ann. N. Y. Acad. Sci. 91, A. 2, 433.
- 4) Catanzaro (1963), Jour. Geophys. Res., 68, 2045.

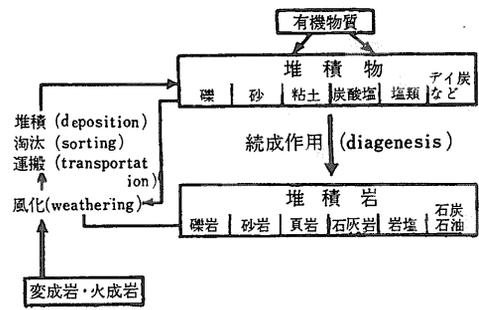
(文献のつづきは43頁へ)

## 堆積岩と地球化学

### はじめに

地質時代のはじめから 気圏 水圏と岩石圏とはその接触面でたえず激しく反応を続け その結果として堆積作用はたえまなく行なわれ 堆積岩は堆積作用の記録として残されている(第1図 堆積岩の形式). それゆえ堆積岩を種々の方法で観察研究することによって 堆積作用における環境条件の移り変りを知ることができる.

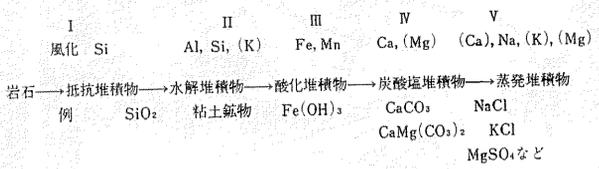
堆積岩の地球化学の主要な問題点は 地殻の岩石の化学的分解と他の鉱物・岩石の生成



第1図 堆積岩の形成

であり またその生成環境の解明にある. 堆積作用においては 非常に化学的要素が強く支配し 常温・常圧に近い状態で行なわれるために 地球化学的研究により多くの問題点が解決されている.

堆積岩の地球化学的分類としては 第2図で示されるように Goldschmidt は風化作用による岩石の化学的分



第2図 Goldschmidtによる堆積物の地球化学的分類

第1表 堆積岩の平均化学組成 (Clarkeによる)

成分	(wt%)				
	頁岩	砂岩	石灰岩	平均・堆積岩	平均火成岩
SiO <sub>2</sub>	58.10	78.33	5.19	57.95	59.14
TiO <sub>2</sub>	0.65	0.25	0.06	0.57	1.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.40	4.77	0.18	13.39	15.34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.02	1.07	0.54	3.47	3.08
FeO	2.45	0.30	—	2.08	3.80
MgO	2.44	1.16	7.89	2.65	3.49
CaO	3.11	5.50	42.57	5.89	5.08
Na <sub>2</sub> O	1.30	0.45	0.05	1.13	3.84
K <sub>2</sub> O	3.24	1.31	0.33	2.86	3.13
H <sub>2</sub> O	5.00	1.63	0.77	3.23	1.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.08	0.04	0.13	0.30
CO <sub>2</sub>	2.63	5.03	41.54	5.38	0.10
SO <sub>3</sub>	0.64	0.07	0.05	0.54	—
BaO	0.05	0.05	—	—	0.06
C	0.80	—	—	0.66	—
計	100.00	100.00	99.84	99.93	99.56

\* 頁岩82% 砂岩12% 石灰岩6% として計算 (Leith および Mead (1915) の値)

第2表 ペンシルベニア期の陸成頁岩(15個)と海成頁岩(15個)の平均組成

海成頁岩(%)		陸成頁岩		海成頁岩(%)		陸成頁岩		海成頁岩(ppm)		陸成頁岩	
SiO <sub>2</sub>	54.53	57.29	Na <sub>2</sub> O	0.22	0.21	B	115	44			
TiO <sub>2</sub>	0.92	0.94	K <sub>2</sub> O	3.71	3.53	Ga	8	17			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.89	21.24	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23	0.17	Li	159	92			
MnO	0.80	0.12	Fe	6.67	5.82	F	817	642			
CaO	0.54	0.31	S	0.92	0.15	Sr	250	205			
MgO	1.65	1.73	強熱減量(750°C)	8.73	7.27	強熱減量(140°C)	0.9%	0.5%			

(Degens Keith 1959より)

水中に蓄積する傾向のある元素(ナトリウム)が少ないこと 気圏や水圏から付加された酸素 炭酸ガス 水などの成分が高いことなどである。第3図は主要な堆積岩の化学組成を示すものである。

堆積作用を支配する大きな要素としては 重力 水の存在下での化学反応 温度などであるが その他生物の存在 火山作用による火山発散物などが大きな役割りを果たしているが つぎのような地球化学的因子もきわめて重要である。すなわち pHと酸化還元電位 Ehの役割り イオン化電圧 コロイド粒子の役割りなどの因子も堆積岩の環境条件推定におおいに役立つ。

地球化学的方法による堆積環境の推定

堆積岩の堆積環境を明らかにするためには 地質学においては化石がもっともよく使われる。化石のあるものはある地質時代に特徴的な現出度を示し あるものは海棲であり あるものは陸棲である。さきに述べたように 堆積岩の鉱物組成も堆積環境の推定に使われる。堆積岩の重鉱物の分布や粘土鉱物組成がこれである。しかし 堆積岩の多くのものは化石をみつけることができず また重鉱物や粘土鉱物組成からも環境がはっきりしない場合が多い。

最近 堆積岩の堆積環境を pH Ehの関係や化学組成とくに微量元素含量あるいは有機物組成から推定しようとする試みが盛んになっている。さらに堆積岩中の種々の鉱物を用いてその安定同位体比により堆積環境を推定することも新しい手段として研究が進められている。

解の過程による分類を行なった。また還元堆積物を別の区分として付け加え 石炭・石油・沈殿硫化鉄・沈殿イオウをこれに含めた。この図から 岩石の分解に伴って 元素がどのように分配堆積するかをたどることができる。

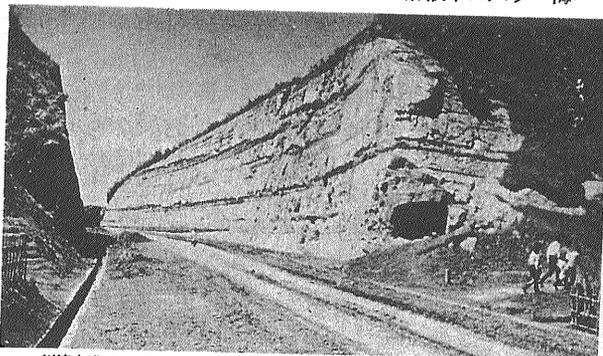
堆積岩の堆積環境の推定

堆積岩の堆積環境は 野外での詳細な観察と その鉱物組成・化学組成の検討により概略の推定ができる。堆積岩中の鉱物としてもっとも普通であり しかも量が多いのは 石英・長石・方解石および粘土鉱物である。これらの中でも重要なものは 化学的分解生成物でアルミニウム珪酸塩の二次生成物である粘土鉱物である。

堆積岩中の粘土鉱物には カオリン群 モンモリロナイト群 イライト群 緑泥石群その他がみつかっている。

粘土鉱物の性質よりその堆積環境の究明 さらに続成作用の問題解明 頁岩・泥岩の対比の試み 粘土鉱物による元素の吸着交換などの研究が行なわれているがなお未解決の問題が多い。

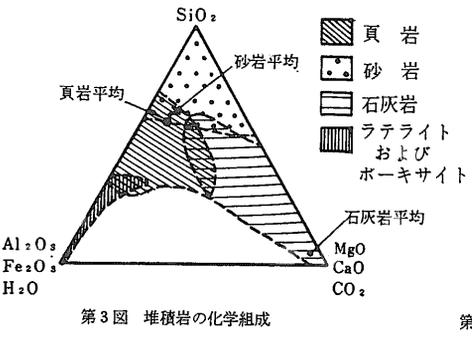
表1は堆積岩の平均化学組成を示す。火成岩組成とかなり近いものであるが これらの差異として指摘できるのは 堆積岩では岩石の分解のさい溶液中に入り 海



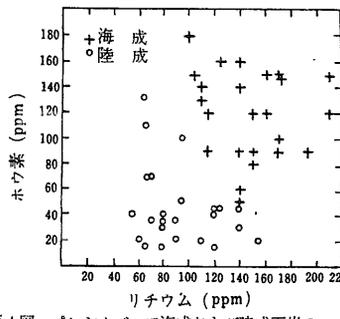
川崎市溝の口付近の高津互層(三浦層群) 黒色部が泥、白色部が砂の互層



宮崎県青島の宮崎層群(鬼の洗濯板) よく淘汰された砂岩・泥岩の美しい縞状をなす互層



第3図 堆積岩の化学組成



第4図 ペンシルベニア海成および陸成頁岩のホウ素とリチウム含量

わが国でも地質調査所において現世堆積物(浅海堆積物 鹹水湖・半鹹水湖・淡水湖の堆積物)を規準として微量成分含量を定量し堆積環境の指示元素として海成堆積物ではホウ素 リチウム ルビジウムが指示元素となることを確かめ さらに地質時代の古い堆積岩についての検討も行なっている。

(1) pH と酸化還元電位 Eh の役割り

pH が堆積過程の化学反応に重要な役割りを果たしていることはよく知られているが 酸化還元電位も多原子価をもつイオンあるいは錯イオンについて重要である。たとえば Garrels は熱力学的計算から鉄やその他の元素の沈殿反応における pH Eh の関係を検討した。pH Eh の関係はマンガンその他の堆積環境推定に有効である。

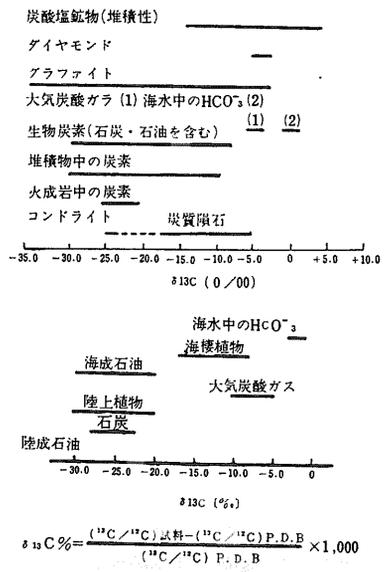
(2) 堆積岩中の微量成分

普通の堆積岩すなわち泥岩(頁岩) 砂岩についての堆積環境推定は その中の粘土質部の微量成分含量を定量して行なうのが一般的である。粘土質部の大部分は 碎屑岩源であり 自生の粘土鉱物からは化学的に堆積環境を容易に推定できるが 碎屑岩源の粘土鉱物はその成因を支配する因子が多いため推定に多くの困難を伴う。このような困難はあるが 海成堆積物と陸成堆積物の差異を微量成分含量から推定する研究は Degens や Keith らにより行なわれている。すなわち 北アメリカのアパラチア堆積盆地のいわゆるペンシルベニア頁岩について検討した結果 主成分ではイオウとマンガンが海成頁岩で高く 微量成分では海成頁岩はホウ素 リチウム フッ素が高く陸成頁岩ではガリウムが高いことを明らかとした (表2 図4)。

(3) 安定同位体比による堆積環境の推定

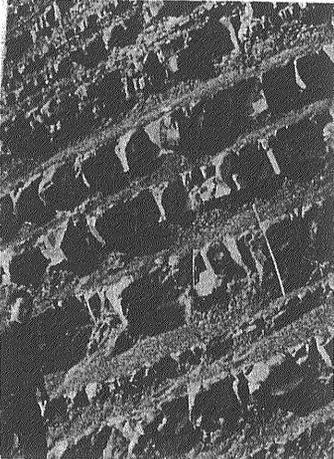
炭素の安定同位体比は  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  比が利用されているがこれは

- 1) 地上植物はその炭素供給源である空気 炭酸ガスに比して約 18% $^{13}\text{C}$  が少ない
- 2) 石炭の  $^{13}\text{C}$  含量は地上植物のそれとほぼ等しい

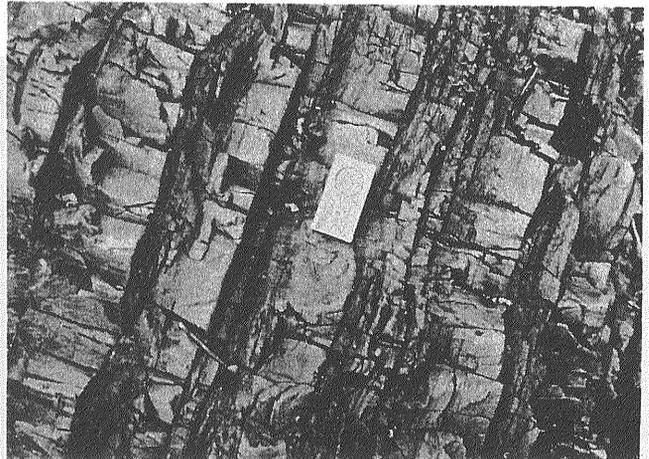


第5図 天然における  $^{13}\text{C}$  含量の変動と生物炭素の  $^{13}\text{C}$  含量 (酒井均地球化学入門P. 207 1964 から)

$$\delta^{13}\text{C} \% = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{試料}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{P.D.B}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{P.D.B}}} \times 1,000$$



宮崎層群の砂泥互層



上高地南方の古生層の砂泥互層

3) これに反し石油中の炭素はさらに  $^{12}\text{C}$  を濃縮している

ことを用いている(第5図).

また Urey その他は酸素の同位体比( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ )により古代海水温度の推定を行なっている.

### 将来の堆積岩の地球化学

堆積岩の化学分析の数は火成岩のそれにくらべると圧倒的に少なく また化学組成の変化は火成岩よりはるかに

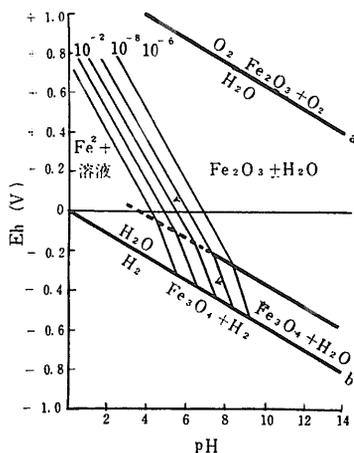
に大きいため 地球化学的立場からさらに多くの化学分析を行なうことが望まれている.

堆積環境推定のために非常に大きな役割を果たしている 粘土鉱物の生成条件を知るための多くの実験が必要であり 主成分を含めて多くの元素および同位体の分配についての知識もゆるがせにできない. また続成作用(diagenesis)による堆積岩の変化 元素の移動・交換などの地球化学的研究の充実が期待される.

## 金属鉱床・非金属鉱床 と地球化学

### はじめに

地殻を構成している物質は 火成岩や堆積岩あるいは変成岩などの岩石で大部分がしめられている. これらの岩石中にある特定の元素が 普通の岩石に比較して濃縮している場合がしばしば見出される. このように特定の元素を主成分とする物質を比較的多量に含んでいる場合 普通の岩石と区別して 鉱床 とよんでいる (第1表). 地球化学の立場からは特殊な元素分布を示す鉱床が なぜできたかを化学的に検討することが最も重要である. すなわち 堆積性鉱床であれば 鉱石を詳細に研究して元素の濃縮をもたらした物理化学的因子 (pH Eh 溶液の濃度 圧力など)を検討すべきであるし 熱水鉱床の場合には 鉱床を生成した熱水の性質の解明 生成した個々の鉱物の共生関係 化学的性質 さらにこれら鉱物生成時の物理化学的因子などを一つ一つ検討



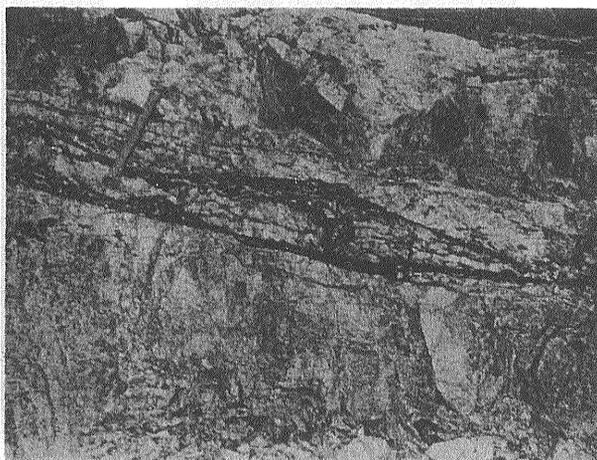
第1図 水中における  $\text{Fe}_2\text{O}_8$ ,  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  の安定域 Garrels (1960) による 溶解種の全活量:  $10^{-6}\text{mol/l}$  の場合を太線で示す (25°C 1気圧)

討して行かねばならない.

鉱床周辺の元素の分散を利用して 鉱床発見の一手段とする 地化学探鉱 も 鉱床の地球化学の大きな応用面である. この場合には 鉱床が風化その他の環境で元素をどのように分散して行くか またその鉱床がどのような元素を濃縮しているかを十分に理解する必要がある. 地球化学的立場からの鉱床成因論 あるいは地化学探鉱を研究する場合には これまでの地質学的な成因論 鉱物共生関係 鉱床の二次風化の地質的關係などを十分理解し 地質 鉱床学者との緊密な連携の下に行なわれねばならない.



典型的な堆積性層状鉄鉱床(インド? Noamundi 鉱山)  
写真の上部は massive ore 下部は powdery ore



輝水鉛鉄-石英脈 (島根県東山鉱山 大延鉄床 3号脈)