

# 堆積岩の研究手法

⑦

N. M. ストラーフ 責任編集

平山次郎・水野篤行 訳

## 堆積岩の化学的研究課題と

### 示性分析の原理\* (続)

E. S. ザルマンゾン

N. M. ストラーフ

## 6. 硫黄鉄 シリカ 燐 マンガンの化学形態の決定

堆積岩を構成する任意の元素はかならずいくつかの鉱物形態 すなわち異なる鉱物形態をとって存在する。したがって種々の鉱物中に存在する 個々の元素の量 したがってこれらの鉱物の含有量を決定する化学的研究法を明らかにするという課題が提起されるのである。

元素の全含有量を  $E_m$  であらわし 種々の鉱物の群のなかにくまれる 元素含有量を  $E_1 E_2 E_3 \dots E_n$  などであらわすと  $E_m = E_1 + E_2 + E_3 + \dots + E_n$  という式が得られる。この式は堆積岩中における元素の鉱物型の平衡式となぜけることができる。

したがってその課題は適当に選択された実験法を用いて岩石中に含まれる元素の鉱物型の平衡式を組み立てることである。現在この課題は 硫黄鉄 マンガン 燐 塩酸のようなごくかぎられた元素についてだけ しかも不十分にしか解決されていない。平衡式の決定は次の3つの部分からなる。

- 1) 元素の全含有量の決定
- 2) 信頼度の高い分析法の存在する元素の化学形態の決定
- 3) 今のところその化学形態が確立されていない(仮設的な型) そのほか元素の定量

上記の元素のそれぞれに関して このような点でどのようなことができるのかを概観してみよう。

(1) 硫黄の形態 堆積岩中の硫黄は 硫酸塩鉱物 硫化鉱物 有機物などの構成物として また遊離元素として産する。したがってその平衡式は次のような非常に複雑なものとなる。すなわち  $S_m = S \text{ sulphate} + S \text{ monosulphide} + S \text{ disulphide} + S \text{ org} + S \text{ free}$  となる。

硫黄の全含有量は ソーダと硝石の混合物と岩石の試料とを溶解したり あるいはソーダと亜鉛酸化物との混合物と岩石試料を焼き固めることによって決定される。それによって あらゆる形の硫化物硫黄と遊離硫黄と有機質硫黄は酸化して  $SO_3$  となる。これをさらに  $BaCl_2$

で沈殿させ 沈殿物を秤量して硫黄に換算する。

ことなる硫黄形態をきめるには E. A. オストロモフの分法がよい。その方法の原理は次のとおりである。硫黄のすべての形態は同じ試料から順次決定されて行く。はじめに試料を  $HCl$  で処理する。その際 monosulphide ( $FeS$ ) は分解させて  $H_2S$  が醋酸カドミウム溶液によって吸収される。  $H_2S$  をおい出した後 過液を硫酸塩硫黄の定量に用いる ( $BaCl_2$  を用いての定量)。元素硫黄・黄鉄鉱硫黄・有機質硫黄の同定にはる過した際の固形残渣を用いる。元素硫黄はアセトンによる沈殿物から抽出して決める。抽出残渣を硝酸 (比重 1.2) で酸化すると  $S$  が  $SO_3$  に変化するので これを  $BaCl_2$  で決定する。このようにして得られた硫黄が黄鉄鉱硫黄である。有機質硫黄の定量は最後におこなわれる。そのためには 黄鉄鉱硫黄を抽出したあと ピーカーのなかで少量の過マンガン酸塩を加えた強硝酸 (比重 1.4) で有機物を酸化する。得られた  $SO_3$  を  $BaCl_2$  で沈殿させる。

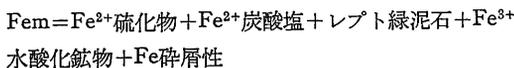
この方法は E. A. オストロモフが現世堆積物に通用して成功したが ふつうの岩石学的な研究に際しては この方法は困難をともなっておりあまり適当でない。しかし大きな誤差を生ずることなく この方法を簡素化できる。硫黄の形態の平衡式のなかで主要な決定的役割を演ずるのは硫酸塩硫黄と disulphide 硫黄とである (白鉄鉱あるいは黄鉄鉱中の)。遊離硫黄 monosulphide 硫黄 有機質硫黄はごく小さな役割しか演ぜず 硫黄の全含有量の数分の 1% から数% を構成するにすぎない。したがって 硫黄の平衡式は本質的には硫黄の全量と硫酸塩硫黄との定量に帰するのである。硫化物硫黄 (黄鉄鉱硫黄) は前者と後者の差によってもとめることができる。このような方法では 黄鉄鉱硫黄の値が過大になるのが常である。なぜならば そのなかには遊離硫黄と有機質硫黄とがふくまれているからである。しかしながらその誤差は黄鉄鉱硫黄の値の数% をこえることがないので 全体の分析にはこれで十分である。岩石が著しく有機物にとんでいる場合 (可燃性頁岩) 有機物硫黄と遊離硫黄を無視することはできない。したがって黄鉄鉱硫黄の定量は これら 2つの成分を考慮しておこなわれなければならない。

(2) 鉄の形態 鉄を含む鉱物の数は非常に多い。さまざまな量の水を含んだ酸化化合物としては 赤鉄鉱 針鉄鉱 含水針鉄鉱があり 硫化鉱物には黄鉄鉱 白鉄鉱 メルニコバイト 現世堆積物にはさらにヒドロトロライトがある。炭酸塩鉱物としては 菱鉄鉱 アンケライト プライネライト系列の鉱物があり さらに珪酸塩鉱物としては 碎屑源 自生源のものがある。前者には角閃石 輝石 雲母——含水雲母などがある。後者にはレプト緑泥石がふくまれる。

これらの鉱物については その含有量が小さい岩石中では その量を分析的に決定することができない。しかしながら そのなかのいくつかの鉱物群に関してはかなりの精度で定量をおこなうことができる。このようなものとして

- (1) 鉄の全硫化物
- (2) 炭酸塩+レプト緑泥石
- (3) 水酸化鉱物
- (4) その他すべての碎屑性珪酸塩

などがある。したがって鉄の形態の平衡式は次の形をとる。



全鉄 は弗化水素酸・硫酸で岩石試料を分解して得られる。ピロ硫酸カリといっしょにその残渣を融かす。その融解物を5%の $H_2SO_4$ に溶かし その溶液について容量法・比色法を用いて鉄を定量する。

硫化鉄 は前に述べた簡易分析法による硫化物硫黄からもとめる。その量は常にごく少量ではあるがやや多目になる。有機物の含有量が大きい場合には(5%以上)有機物硫黄と遊離硫黄の正確な定量が必要である。なぜならばそうしないと黄鉄鉱硫黄の値が著しく過大になるからである。

炭酸塩鉱物とレプト緑泥石の 第1酸化鉄 は炭酸塩分析の場合と同様に 2%のHCl抽出液を用いて定量する。レプト緑泥石と炭酸塩の含有量が小さい場合には精度がおちるためにそれぞれの量を別個に定量することができない。しかしながらそれらが大きい場合にはできる。そのほか考慮を要することは このような FeO の分析によって 碎屑性の珪酸塩鉱物(とくに黒雲母と海緑石)がいくぶんおかされるということである。

第2酸化鉄 HClによって抽出されたFeの含量から第1酸化鉄の量をさしひくことによって得られる。ここで指摘しておかねばならないことは 2%HClは水

酸化鉱物をあまり分解せず原注(5%のHClを加えて30分程熱すると著しく分解する。その大部分は不溶残渣としてのこるため水酸化物性の $Fe^{3+}$ の値は岩石中にふくまれる実際の量よりも常に大きく出る)。一方岩石中に海緑石が存在し含水針鉄鉱が欠如している場合には 海緑石と一部の碎屑性珪酸塩が分解して水酸化鉄が分析値のなかにあらわれてくる。したがって 塩酸抽出液中における水酸化鉄( $Fe^{3+}$ )の解析にあたっては非常な慎重さを必要とし 鉱物—岩石学的な分析試料に応じて解釈が違ってくる。すなわち ある場合にはそれを含水針鉄鉱の含有量と見なすことができ また別の場合には海緑石の含有量とすることができ さらに別の場合には 碎屑性鉱物の含有量とみなすことができる。

碎屑性鉱物の鉄 はFe全量から黄鉄鉱鉄+炭酸塩・レプト緑泥石+第2酸化鉄の総計をさしひくことによって得られる。この成分の分析値はもっとも精度が低い。というのは他のすべての平衡式構成員の決定誤差がすべてこのなかにしよせされているからである。黄鉄鉱鉄の過大評価は碎屑性鉄の役割りを低め 岩石中にふくまれる水酸化鉄の溶解が不完全な場合には その役割りが逆に過大になる。したがって 得られた碎屑性の鉄の量は大体のものであるにすぎない。

上にあげたような堆積岩中の鉄の定量図式は筆者が E. S. ザルマンズンと共同してはじめて考案された(ストラーホフ・ザルマンズン 1954)。一連の研究対象によって興味深い結果が得られたものである。

(3) マンガンの形態 堆積岩におけるマンガンの形態は鉄の形態に準ずる。しかしながら この元素の含有量は著しく低い(普通0.1~0.2%以下) 地層中におけるその形態の同定は今のところ不可能である。

(4) 珪酸の形態 堆積岩中の珪酸は 次の3つの主要な形態で存在し得る。

- (1) 碎屑性 自生性の珪酸塩鉱物の成分として
- (2) 結晶鉱物すなわち石英 カルセドニー リュッサタイトなどの形をとる遊離状態として
- (3) 無定形で多少水をふくんだオパール形として

珪酸の全量 は岩石をソーダといっしょに溶融し $SiO_2$ を分離することによって定量される。

無定形 $SiO_2$ はソーダ抽出液によって同定することがなる形態のオパールについてはさまざまな時間をかける処理が必要である。

たとえば現世堆積物中の珪藻質あるいは放散虫性の沈

殿物に対しては 2回の5%のソーダ抽出液による処理で完全にとける。珪藻土もこの2回の抽出処理で完全にとける。それに対してアポーカ(珪質粘土)をソーダ溶液で処理すると4倍の抽出液にほとんど等量の珪酸がとけだす。したがって岩石の性質がわからない場合にはソーダ溶液の2回の処理のあとさらにもう一度処理しそれらを個々に分析して無定形シリカが2回の抽出液中に完全にとけているかどうかを確かめることが望ましい。ある種の粘土鉱物と一緒にカオリナイトはアルカリに著しくとけるので珪酸塩のアルカリ抽出液中に余分なシリカがあるという可能性も考慮する必要が出てくる。したがって得られた抽出液のなかでシリカのほかに常にアルミニウムの含有量も定量してそれによってアルミナ珪酸塩の分解によって生じ得る誤差をきめる必要がある。この誤差はふつう無定形シリカが大量に含まれている場合には小さいがその含有量が1~2%の場合には誤差が非常に大きくなり得られた結果について正しい解釈を下すのが不可能な場合もある。

クリストバライトはしばしば珪藻土やアポーカのなかに存在する。ソーダに対するその溶解度は石英よりもむしろオパールに近い。堆積岩中の石英は酸にもっともとけにくい鉱物である。したがって石英の化学的定量法は石英以外のすべての岩石成分のいろいろな処理による溶解にもとづいている。

石英を分離する際に用いる岩石の珪酸塩部の溶媒としては珪酸-弗化水素酸(モーケ1936 グルビッツ・ポドグライツ 1948) 棚素 弗化水素酸(ライン・アラダイン1937) 弗化ナトリウムをふくむ塩酸(ペドロバ・クリメンコ 1953)などが用いられる。

これらの方法のどれを用いてもある種の誤差が生じうる。これは石英の部分溶解とある種の珪酸塩鉱物の不完全溶解で説明される。ソ連科学アカデミーのIGNの化学研究室の実験によればもつとも簡単かつかなり正確な石英の定量法は試料の燐酸による処理をおこない珪酸塩の分解によって得られたシリカを分離するためにひきつづきソーダ抽出液を用いる方法である(ザルマンゾン 1952)。この方法は石英の含有量の大小を問わず堆積岩に対してよい結果をあたえておりもつとも分解しにくい長石質の岩石に対しても有効である。堆積岩にふつうにみられる鉱物のうち黄鉄鉱だけが分解しにくい(数%程度ふくまれる場合)。このような処理に際しては石英はほんの一部しか分解しない。岩石中にオパールと石英が共存する場合には石英の定量は別の試料によっておこなう。

(5) 燐 燐は堆積岩中においては自生燐 有機質燐 碎屑性燐(燐灰石とモナズ石)  $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$  ゲルによる吸着状態で存在する。これらのことなる形態の燐を分離する化学的図式は今のところ存在しない。土壤に関しては早くから鉱物性燐と有機質燐とを分離同定する方法が提唱され D. M. ハイフェッツ(1948)によってその方法が改良されている。この方法は塩酸抽出液とアンモニア水抽出液とを結合させておこなうものでそのそれぞれのなかで別々に鉱物性の  $P_2O_5$  と全燐量が定量される。そのために抽出液中の有機物は前もって  $KMnO_4$  で酸化しておく。それぞれの抽出液中における有機質の燐はその差から求める。N. G. フェセンコバ(1955)がいくつかの堆積岩試料についてこの方法をたしかめた結果そのなかにふくまれる有機質燐は少なく 鉱物性の燐は4NのHClで完全に抽出されアンモニア水抽出液の使用は全く必要がないということがわかった。堆積岩中における燐の形態に対する問題は新しいものである。この方面における今後の方法論上の検討が必要である。

## 7. 堆積岩の示性化学分析の原理といろいろな場合におけるその適用について

前章に述べたことがらにもとづいてふつうの岩石の示性分析に関して次のような図式を展開することができる。この図式には以下の2つの部分がふくまれる。(1)岩石の水分の同定をふくむ液相の分析とこの液相の固形残留物の分析とその塩組成の分析(2)岩石の主要成分の分析それにとまらぬ有機炭素  $CO_2$  および塩酸抽出物(CaO MgO FeO MnO)の定量鉄の形態の解明(全鉄・黄鉄鉱鉄・炭酸塩鉄+レプト緑泥石鉄・第2鉄・碎屑性鉱物の鉄)オパール  $SiO_2$  と石英の定量。さらにこれらの成分の総計によって主として碎屑源の珪酸塩鉱物に対応する分析されない残留物量が明らかにされる可能性がある。しかしながらこの完全図式は場合によっては岩石の性質やその研究目的によって修正を要したり単純化したりする必要がある。

水をふくまない岩石の液相の量はふつうごく小さいのでその正確な性質をすることが非常に困難なことが多い。さらにその成因的な解釈はあとでも述べるようにもって困難である。このような事情からとくに試料が天然露頭から得られた場合には岩石の液相の化学的研究は合目的的ではない。堆積学的な研究の対象からはずすべきである。ただ研究者が特別にとりだした新鮮だと考えられるコアの試料や岩石の性質から液相のしかるべき抽出が期待される根拠のある場合 成因的な目的

のために利用できるという判断ができる場合に限り、液相の詳細な研究をおこなうべきである。

したがって、堆積岩の化学的研究のふつうのプログラムは岩石を形成する固相に関する示性分析に限られる。しかしながらこの作業も場合によって変更する必要がある。

非常に少量の炭酸塩しかふくまない砂岩・シルト岩・粘土 ( $\text{CO}_2$  4%以下) に関しては炭酸塩の示性分析をおこなうことは無意味で、ドロマイト  $\text{FeCO}_3$  とに近似的に換算をするにとどめるべきである。その際炭酸塩物質の真の含有値はそうにして得られた2つの限界値の間にあることになる。オパール質の  $\text{SiO}_2$  は岩石の薄片中にその存在がはっきりとみとめられる場合にその同定をおこなう必要がある。石英の定量は細粒のシルト粘土岩の場合に限っておこなうことがのぞましい。

砂岩・シルト岩・粘土岩中に多量の炭酸塩がふくまれる場合には完全示性分析をおこなうのが合目的である。この場合オパール質の  $\text{SiO}_2$  だけについてはやらなくともよい(岩石の顕微鏡観察結果如何によって)。同様なことが泥灰質の岩石についてもいえる。不溶残渣が5%ないしそれ以下の石灰岩やドロマイト化した石灰岩あるいはドロマイトの場合には炭酸塩分析は著しく簡素化することができる。純粋石灰岩の場合には  $\text{CO}_2$  の定量をおこなってそれを  $\text{CaCO}_3$  に換算するだけでよい。石灰岩中に少量のドロマイトがふくまれる場合には  $\text{CO}_2$  と  $\text{CaO}$   $\text{MgO}$  の定量とそれのカルサイト・ドロマイトへの換算をとまじり簡単な炭酸塩分析をおこなう必要がある。その際迅速分析を用いることができる。わずかでも岩石が硫酸塩化をうけている徴候がみられる場合には塩酸抽出液中で  $\text{SO}_3$  の補助同定をおこなってそれを  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  に換算する必要がある。石灰・ドロマイト質の岩石中においては塩酸抽出液中で  $\text{FeO}$  と  $\text{MnO}$  を定量することは意味がない。というのはそれらの量が少ないので、それらを炭酸塩や炭酸塩鉱物に換算しても精度がわるいためである。信頼のおける顕微鏡観察資料が存在する時には、これらの酸化物の量をきめる必要がある。炭酸塩岩中における鉄の形態はふつう簡易法によってきめる(全鉄と黄鉄鉱鉄)。珪化されている場合には、オパール質の珪酸と石英の定量をおこなう。

珪質岩—アポーカ・ジャスパー・珪藻土など—においては、作業の主要な複雑さは珪酸の形態(全珪酸、オパール  $\text{SiO}_2$ 、石英  $\text{SiO}_2$  など)の決定にある。この形態の決定は珪酸塩やアルミノ珪酸塩のなかに結合されている  $\text{SiO}_2$  の量を計算することを可能にする。これらの

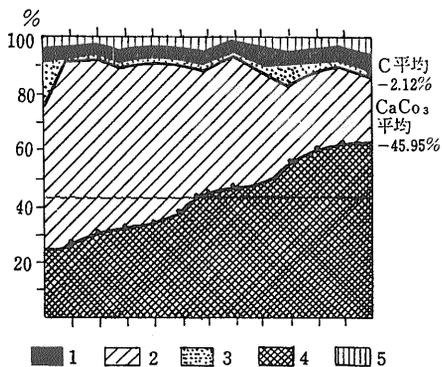
岩石中における炭酸塩含有量は非常に小さいので  $\text{CO}_2$  を定量してそれを全炭酸塩に換算するだけで十分である。鉄の形態は全鉄+硫化物鉄の簡易図式によって研究することができる。

上記の例においては全図式の変更は単純化ということであった。しかしながら場合によっては逆にそれを複雑化しなければならないことがある。たとえば顕微鏡的にしる、燐鉱のノジュール、魚骨、マンガン鉱物がみとめられる場合には  $\text{P}$  と  $\text{Mn}$  を定量して顕微鏡資料によってそれらの換算をおこなう必要がある。石灰岩やドロマイトのなかに鉱物—岩石学的資料によって、マグネシウム、すなわちセピオライト、ケロライト、パリゴルスカイトなどが存在する場合には、塩酸抽出液中で  $\text{MgO}$  と  $\text{SiO}_2$  の定量をおこなうほか、さらにこの抽出液(ソーダによって処理した)からの不溶残渣中の  $\text{SiO}_2$  の定量をもおこなう必要がある。しかしながらここではオパール質  $\text{SiO}_2$  が存在しない場合にしか満足な結果は得られない。

堆積岩の示性分析法を検討する際、10%  $\text{HCl}$  抽出液法としていられている化学分析法が現在広く行きわたっているということを指摘する必要がある。この方法の本質は次のような点にある。すなわち岩石試料を10%  $\text{HCl}$  で30分にわたって加熱処理し、その結果を  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$  と時には  $\text{SO}_3$  に分析することにある。その際  $\text{CO}_2$  の定量はおこなわない。

このような分析法から、すでに岩石の鉱物組成をしっている堆積学者は何を得ることができるであろうか?

30分加熱した10%抽出液によってすべて炭酸塩とレプト緑泥石およびかなりの部分の碎屑性鉱物(モンモリロナイトと水雲母)がとけるが、黄鉄鉱・白鉄鉱・自生の  $\text{SiO}_2$  (オパール)はとけない。いいかえると、堆積学者にとって重要な堆積物の自生鉱物の1部分だけが溶解し、自生鉱物中のその他の量的にも多い部分とはかされずに残るのである。それと同時に岩石を構成する碎屑性のアルミノ珪酸塩が著しく破壊される。したがって10%  $\text{HCl}$  抽出液のなかで定量される任意の酸化物の含有量はさまざまな成因を有する一連の鉱物と関連している。たとえば  $\text{CaO}$  は炭酸塩(カルサイト・ドロマイト・石膏)の破壊によって大部分が抽出液中にとけ出す。しかし一部は吸収されたカルサイトの追い出しによって抽出液中にとけ出す。 $\text{MgO}$  はシルト粒子・粘土粒子の破壊によってかなりの程度あるいはほとんど全部が抽出液中にとけ込む。 $\text{Al}_2\text{O}_3$  の供給源は一般に粘土鉱物である。 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  は一部は自生鉱物から、一部は碎屑



第1図 マールの主要成分  
 1 有機物 (C平均2.12%) 2 CaCO<sub>3</sub> (CaCO<sub>3</sub>平均45.96%) 3 MgCO<sub>3</sub> 4 無機質の不溶残渣 (珪屑物) 5 その他 (H<sub>2</sub>O 分析誤差)

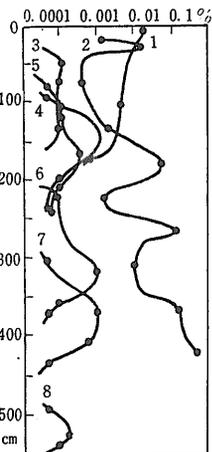
粒子・粘土粒子からもたらされる。SiO<sub>2</sub>は一般に粘土鉱物から抽出されるが 破壊された碎屑性のアルミノ珪酸塩に由来するシリカの大部分は不溶残渣として沈殿するので ソーダによってさらに補助的に抽出する必要がある。このようにHCl抽出液のなかで定量されたSiO<sub>2</sub>の値は岩石の非常にさまざまな構成部分と関連しているのである。同時に自生のオパールSiO<sub>2</sub>と自生の黄鉄鉱(白鉄鉱)はHCl抽出液では捕捉され得ない。したがって10%HCl抽出液の分析によって得られるものはさまざまな起源の鉱物の破壊の混合物といえる。溶液中にとけ込んだ成分のこの複雑な混合物中では 何が(どれだけ)自生鉱物に属するか また破壊された碎屑性鉱物に属するということについては はっきりと確信をもったことは出来ないのである。

このようなHCl抽出液の分析結果は顕微鏡的に岩石中にみとめられる鉱物へ正確に換算されることができない。堆積学者が10%HClによる種々の岩石成分の破壊のあらゆる複雑さをはっきりと意識せずに あるいはこれまでに時々なされているように分析資料を鉱物に換算したり成因論なダイアグラムを組み立てるならば このような

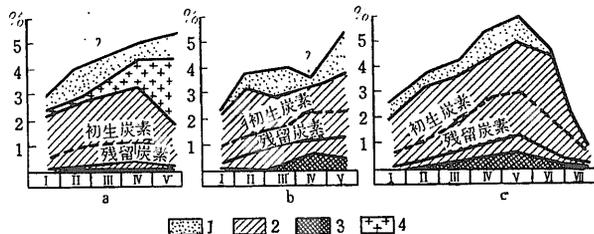
化学分析は何の助けにもならずむしろ有害である。

堆積岩中に存在するもっとも重要な鉱物の定量に対しては 10%HClの抽出液(加熱した)が明らかに不適当であるという点を考慮して 今後それを適用することをやめ より合理的な図式を用いる必要がある。

堆積学者の研究では岩石の化学的研究資料は表とグラフの形をとった2つによって表現され



第3図 垂直柱状にそう 硫化物硫黄の分布曲線



第2図 ドンバスのCO<sub>2</sub>の岩石中における鉄の形態  
 a 陸成層(河床堆積物と氾濫源堆積物) b 漸移型堆積物 c 海成堆積物  
 I 砂 II 粗粒シルト III 成層したシルト IV 細粒シルト V 粘土岩  
 VI マール VII 粘土質石灰岩 1 Fe領域 2 HClに可溶Fe (FeCO<sub>3</sub>+レプト緑泥石) 3 黄鉄鉱質の鉄 4 ハイドロゲサイト質の鉄

る。表にふくませるものとしては まず Corg CO<sub>2</sub> SO<sub>3</sub> CaO MgO FeO MnO S 黄鉄鉱 SO<sub>2</sub> オパールその他の含有量に関する初生的分析資料や実験的に得られるその他の数値 次に鉱物への換算結果である。記述を完全なものとするため Corg のような換算されない数値をその換算表にふたたびのせてもよい。さらに多くの場合碎屑性珪酸塩鉱物の総量をしめす未区分残渣の値を1成分としてこれにつけ加える。

分析結果のグラフ表示は非常に重要である。とくに大量の分析をおこなった際それを一目でながめることができるようにするために有効である。グラフとして表現すべきものは元素含有量に関する初生的分析資料ではなくその広範的に総括された換算結果である。なぜならば初生的な分析値のグラフを理解することは困難であるが 換算値のグラフを理解することはより容易であるからである。

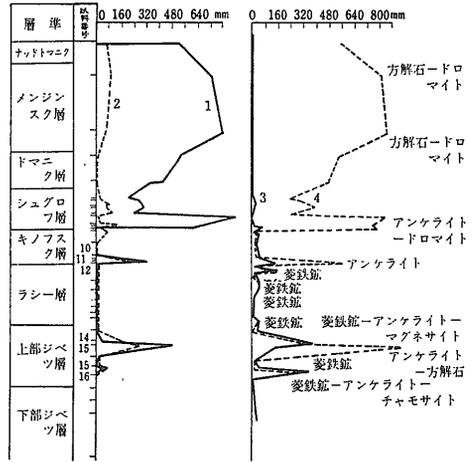
第1・2両図にいくつかの型のグラフ表示の例をかかべておいた。第1の型のダイアグラムは 多数の分析資料がある ある1つの型の岩石組成の変化を表現する目的をもったものである(第1図参照)。その作図法はごく簡単である。個々の試料の分析値をたとえば未区分残渣、の含有量の増加やその他の何らかの徴候を基礎として ある一定の順序で配列するというところだけでここでは強調しておこう。第2の型のダイアグラムはいろいろな層準の堆積物中におけるある種の元素の型の形態を表現するために用いられている。横軸にそつては座標原点から砂(砂岩)シルト 粘土(泥岩)マール石灰岩のような岩質が値のことなる数字でもってしめされている。縦軸にそつては成分の百分含有率がしめされている。個々の型の岩石について 分析値の換算資料にもとづいて同じ順序で元素のそれぞれの化学形態の含有量をプロットし それぞれのグラフ上で型のさかいをむすんである。このようにして砂から石灰岩あるい

はいいかえると沿岸堆積物から水盆中心部のそれに対してそれぞれの成分が増減する有様を直ちによみとることができる。

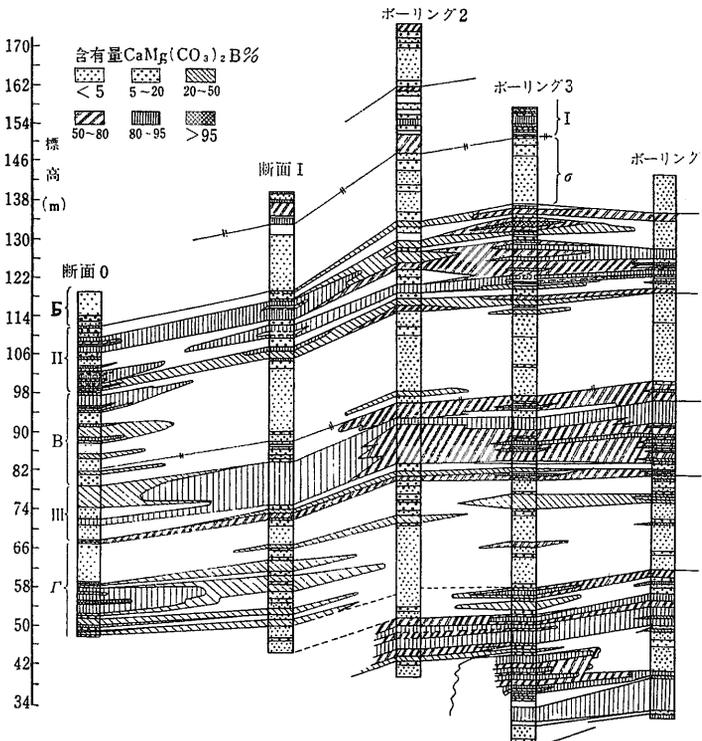
E. A. オストロモフは硫黄について太平洋の底質での垂直断面上におけるその形態をしめすために別の方法を用いている(第3図)。同様な方法は断面上における分析資料の表示の際にかなり広く堆積学者によって用いられている(第4図)。ここで留意しなければならないことはこのような方法は分析資料がたくさんある場合に限って有用であるということである。さらにとくにそれが少ない場合あるいは断面の構造が複雑な場合たとえば互層の場合には個々の資料を曲線としてつないではならない。なぜならば成分の実際の分布とはあわない全く歪曲された概念がそれによって生じるからである。分析値が多くてそれが接近した一連の断面に所属する場合にはその成分分布断面図を組み立てることができる。このような方法はたとえば N.M. ストラホフがサマル・ルカーのC<sub>3</sub>のドロマイト堆積物を表現するために用いている(第5図参照)。さらに資料が豊富な場合にはたとえば堆積物の炭酸塩度図(第6図)やバルハシ湖堆積物のドロマイト含有図(第7図)あるいはロシヤ台地のC<sub>2</sub>層中のドロマイト分布図というような元素の分布図的表現が可能となる。

8. 堆積岩の示性分析分野における今後の課題

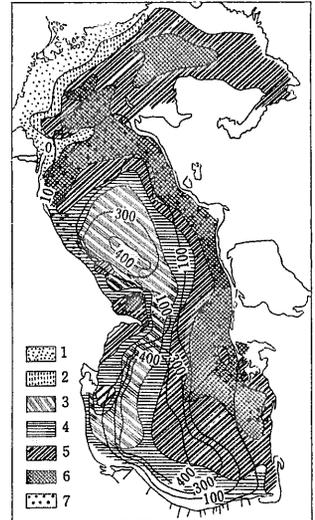
上にのべたような資料から堆積岩の示性分析は現在のところまだ発展の初歩的段階にあり比較的少数の重要成分の解明と定量だけに限られておりしかもかならずしも高い精度の定量をおこなえる段階ではないということがわかる。したがって岩石の示性分析の分野にはまだ多く解決すべき問題があるのは当然の結果である。



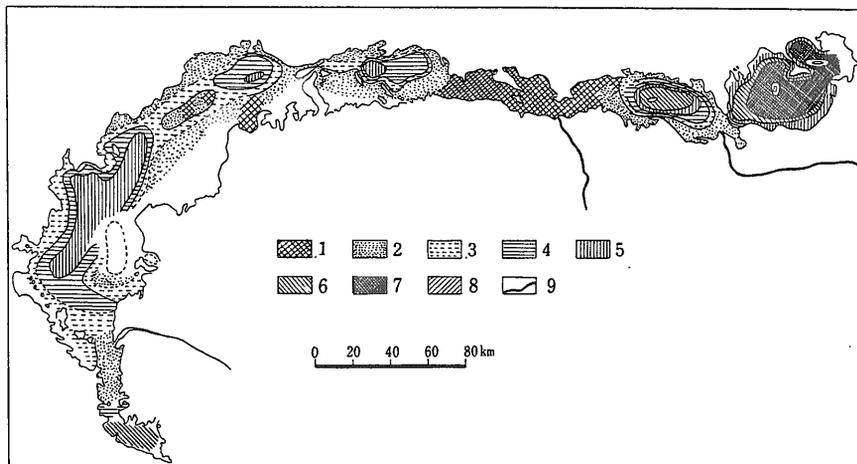
第4図 デボン紀の碎屑層の化学組成 (T. I. カズミナによる)  
1 CaO 2 MgO 3 FeO 4 CO<sub>2</sub>



第5図 ボルガ川にそやプロノフ谷河口部西方の岩相断面 (L. M. クニヤゼ原図)



第6図 カスピ海の堆積物における炭酸塩の分布模式図(乾燥試料に対する百分率)  
(V. P. バトクリン M. V. クレノーバ A. F. ノソフ S. G. サルキジャンの資料による)  
1 5%以下 2 5~10% 3 10~15%  
4 15~20% 5 20~50% 6 50%以上  
(95.8%まで) 7 貝殻帯



第7図 バルハシ湖の軟泥中におけるドロマイトの分布 (D. G. サボジュニコフによる)

- 1 ドロマイト欠如
- 2 ドロマイト1~50%
- 3 5~10%
- 4 10~15%
- 5 15~20%
- 6 20~50%
- 7 50%以上
- 8 サリ・トゥートウスク地域で最近生じた砂洲
- 9 ことなる含有量境界線

そのおもなものは 次のようなものである。

第1のグループの課題 は既存の分析法の改良に関するものである。 まずそれは岩石の液相に関するものでとくに岩石中から液相を変質させないで迅速かつ確実に抽出する方法に関するものである。 鉄や燐の形態に関しても同様なことがいえる。 鉄に関して非常に重要なことは

- (1) 岩石中における水酸化型と酸化型(ハイドロゲートサイト 赤鉄鉱 磁鉄鉱)の正確な直接的定量の改良
- (2) 現在のところごく例外的に計算によってしか分離されない珪酸塩型の鉄 炭酸塩型の鉄 第1酸化鉄の確実な分離定量法をそれぞれについて確立すること

である。 これら2つの課題の解決によって堆積岩中における鉄の形態の平衡式に関する概念が著しく改良されるであろう。 燐に関してはハイフェッツの方法を堆積岩の場合について検証する必要がある(無機燐と有機燐との個別的定量)。 さらに4N HCl 抽出液中にとけこむ燐の鉱物学的性質を解明することが必要である。

第2のグループの課題 は新しい示性分析法を考案する問題をふくんでいる。 そのなかでもとくに重要なものは マンガン パナジウム クロムの形態を明らかにする方法の確立である。 この課題はおそらく上記の元素に著しくとむ岩石に対して解決され 次いでふつうの含有量の岩石について解決されるであろう。 この研究の本質的興味はこれらすべての元素の形態を量的に比較し とくにいろいろな型の酸化還元環境下にあるFeとMnの量的比較にある。 なぜならば それによって続成過程下での鉱物生成機構を現在以上に深く検討できる可能性があたえられるからである。

第3のグループの課題 は示性分析の生産性を向上させる問題をふくんでいる。 堆積学的な研究はその基礎となる分析——定量資料——がふえる程高価についてくる。 したがって示性分析のスピードアップ(質をおとさずに)は今後の発展にとって非常に重要な課題である。 この課題は2つの方法によって解決されるであろう。 まず第1に それぞれの元素の定量の迅速化の考案にある。 この点で最大の成果があげられているのは今のところ 炭酸塩分析の分野であって この分析は種々の迅速容量分析法の考案の結果 現在では非常に分析速度が大きくなった。 方法論的な作業がおこなわれている条件のもとでは ほかの種類の示性分析についてもその本質的な改良が可能だということは疑う余地のないことである。 それぞれの方法論の研究をおこなうことによってそれを常に考慮し 探究する必要がある。

分析の迅速化のもう一つの方法は化学的作業の正しい合理化にある。 クノップ・フレゼリウス装置を用いてCO<sub>2</sub>を同定する場合 1人の実験者が8時間に2台の装置を用いて4コの定量をおこなっているのがふつうである。 それに対してIGNの化学研究室では1人の研究者が8台の装置でもって1日の間に16コの定量をおこなっている。 この例からもわかるように分析作業の正しい合理的編成は堆積岩の研究をおこなう際の化学的方法の大量適用を促進する要素となるのである。

(筆者は地質部)

文献

ゲドロイツ K. K. (1935) : 土壤の化学分析 第4農業コルホーズ国立図書館出版所  
 グラボロフ I. G. (1939) : 炭酸塩土壤中における全腐植の定量法の比較研究 土壤学 no. 5  
 グリャーエバ L. A. (1953) : ウラル・ポボルジェ地域のデボン紀碎屑岩層の地球化学 科学アカデミー石油研

究所学位論文

- グルビッツ S. S.・ボドゥガイツ V. V. (1948) : 珪酸塩と共存する石英の定量 Z. A. V. O. D. 研究室報告 no. 8
- ザルマンゾン E. S. (1947) : 粘土と軟泥中における石英の同定法に関して 風化殻 第1集
- コルジンスキー D. S. (1947) : 溶液中における口過効果とその地質学的意義 イズベスチア 地質篇 no. 2
- ロムタジェ V. D. (1954) : 地下水の形成過程において粘土質堆積物の圧密過程が果す役割について 科学アカデミー報告 vol. 98 no. 3
- ロムタジェ V. D. (1955) : 粘土質岩石の石化に際してのその性質の形成段階 科学アカデミー報告 vol. 102 no. 2
- オブチュニコフ L. N. マクセンコフ V. G. (1947) : 溶液中における口過効果の実験的研究 イズベスチア 地質篇 no. 3
- オストロモフ E. A. (1953) : 黒海の堆積物中における硫黄の形態の決定法 科学アカデミー海洋学研究所報告 vol. 7
- ポノマレフ A. I. (1951) : 鉱物と岩石の化学分析法 科学アカデミー石油地質研究所報告
- ストラーホフ N. M.・ザルマンゾン E. S. (1955) : 堆積岩中における自生鉱物型の鉄の分布とその堆積学的な意味について イズベスチア 地質篇 no. 1
- フェドロバ M. N.・クリメンコ Yu. V. (1953) : 鉄鉱のガス分析 Z. A. V. O. D. 研究室報告 vol. 19 no. 1
- ファセンコバ N. G. (1955) : 堆積岩中における燐 科学アカデミー報告 vol. 105 no. 1
- ハイフェッツ D. M. (1948) : ソ連邦産の若干の土壌中の燐の無機・有機化合物の定量法と含有量 土壌学 no. 2
- シュチュカレフ S. A. ほか (1937) : 鉱水と薬用度の物理化学性 生物医学国立国書出版所
- Dixon B. E. (1934) : The determination of carbon in rocks and minerals Analyst vol. 59 p. 739~743
- Hirsch H. u. Dawihl W. (1932) : Die Einwirkung von Phosphor Säure auf Ceramische Rohstoffe sowie gebrannte Er Zeugnisse u. ein neues Verfahren der rationalen Analyse von Tonen Ber. Deut. Ceram. Ges. vol. 13 no. 2
- Lein W. R. and Aradine P. V. (1937) : The determination of quartz in presence of silicates. Ind. Eng. Chem. Anal. vol. 9 p. 60
- Moke C. B. (1936) : The solubility of quartz in hydrofluosilicic acid. Jour. Ind. Hyg. vol. 18 no. 5
- Schollenberger C. I. (1927) : A rapid approximate method for determining soil organic matter. Soil Sci. vol. 24 no. 1
- Trask, P. P. (1932) : Origin and environment of source sediments of petroleum

(55頁からつづく)

- grades of metamorphism. Australian J. Sci. vol. 24, p. 203—215
- 服部 仁 1966: ニュージーランドの変成帯とその形成時期 地質雑 雑 vol. 72, p. 233—243
- HATTORI, H. 1967: Occurrence of sillimanite-garnet-biotite gneisses and their significance in metamorphic zoning of the South Island, New Zealand. N. Z. J. Geol. Geophys., vol. 10 p. 269—299
- LANDIS, C. A. and COOMBS, D. S. 1967: Metamorphic belts and orogenesis in southern New Zealand. Tectonophysics vol. (印刷中)
- 松本達郎 1962: 地質系統と地質時代 科学 vol. 32, p. 20—28
- MIYASHIRO, A. 1961: Evolution of metamorphic belts. J. Petrol. vol. 2, p. 277—311
- 都城秋穂 1965: 変成岩と変成帯 岩波書店
- REED, J. J. 1965: Mineralogy and petrology in the New Zealand Geological Survey. N. Z. J. Geol. Geophys., vol. 8, p. 999—1087
- STOCKWELL, C. H. 1964: Age determinations and geological studies. Geological Survey of Canada
- SUWA, K. 1961: Petrological and geological studies on the Ryoike metamorphic belt. J. Earth Sci., Nagoya Univ., vol. 9, p. 224—303

新刊紹介

地下の科学 シリーズ 12

地熱発電

早川正己・馬場健三共著

昨年日本ではじめての工業的地熱発電所が岩手県松川に誕生した。今年はそのにつぎ大分県の大岳においてもすでに類似の大がかりな発電所の工事がすすんでいる。

このような地熱の発電は最近の大きな話題として人々の関心を高めているようである。最近まであまりパツとした成功が得られなかったのに なぜ急にこのように発展してきたのであろうか。またそれだけに将来の見透しはどうか。

新しいエネルギー資源の見込みを立てる前にまずその本体を知らなければならぬ。しかしこの方面では先導国であるイタリアやニュージーランドでもまだ本当の地下の熱水系の構造はすっきりとは分っていないと聞いている。とすれば何が

問題なのか また地熱地帯の寿命はどんなものだろうか。近い将来にはどれ位発展する見込みがあるのか。どんな方法で地下をしらべ どのような技術が将来必要になるのか。

これらの問題に本書は正直に答えてくれる。ここまでは分っているが そこから先はまだ分らない しかし見透しはこうだというふうに。

二人の筆者らはいずれも十数年この道の基礎面でメシを食ってきた研究者たちである。安心しておすすめできる地熱発電への入門書である。(編集子)

発行 株式会社 ラテイス  
東京都豊島区雑司ヶ谷 2-25-4  
Tel 東京 (03) 987-4748

発売 丸善株式会社  
東京都中央区日本橋通 2-6  
Tel 東京 (03) 272-7211

定価 480円