

堆積岩の研究手法

②

N. M. ストラーフ 責任編集

平山 次郎・水野 篤行 訳

序論—堆積岩の生成段階と

その研究課題について(続)

N. M. ストラーフ

3 堆積物の続成作用

沈積作用の過程を通じて生じた堆積物は まだ岩石には程遠く 続成作用の段階における複雑な変化を通じてはじめて岩石に転化するのである。筆者は最近この段階の種々の側面に関してたびたびふれてきたので ここではごく簡単にのべることにする(ストラーフ 1953; ストラーフ他 1954; ストラーフ・ザルマンゾン 1955)。

周知のように 堆積物ははじめは非常に水にとむ。細粒のものについてにとくにそうである(H_2O 80—90%)。その後 水分は次第にへるが まだかなりの量をふくんでいる。含水率の高いことと有機物質の存在とのために 生じたばかりの堆積物はバクテリアの大群の繁殖地となり バクテリアの生命活動が底質中の媒質の物理化学的条件を変化させたり あるいは底質の鉱物組成を変化させる原動力となる。

バクテリアの活動によって 軟泥水中に大量の NH_3 CO_2 H その他の 有機物の分解にともなって発生するガスが生ずる。それと同時に遊離酸素が消失し 媒質は酸化条件から還元条件へと変化する。Fe Mn Cr その他低温低圧下において酸素を放出し得るすべての無機化合物の還元がはじまる。さらにひきつづいて硫酸塩の還元がはじまり その酸素はバクテリアによって奪われ 有機化合物中の水素と結びついて H_2S に転化する。

軟泥水中に CO_2 が蓄積されるために そのアルカリ含有量は著しく高まり 水中に Ca Mg 一部 Fe Mn の重炭酸塩が濃集する。底質が石灰質の場合には 軟泥水の重炭酸塩による富化は 堆積物中に存在する主として $CaCO_3$ (一部ドロマイト) などの固相が溶解することによって生ずる。底質が非石灰質の場合には軟泥水中の重炭酸塩は CO_2 によって碎屑性の珪酸塩鉱物が破かいされたり あるいはその鉱物中から Ca Na K などが抽出されることによって生ずる。

磷酸塩とアンモニアの遊離をともなうバクテリアによ

る有機物の分解作用と Fe Mn の還元作用 pH の変化(低下)をともなう媒質中の desorption などによって軟泥溶液中に一連の微量元素の富化がおこなわれる。最後に生物学的に底質中にもちこまれ もともとはシリカに著しく不飽和な軟泥水に対して非平衡なシリカの溶解でもって 軟泥水中における多数の成分の濃集過程がおわるのである。以上のすべての過程によって 軟泥水は次第に底層水と組成・成分の濃度 pH Eh などを異にして行く。すでに指摘したように 変化した軟泥水は多くの点で底層水とは対立する全くことなる地球化学的特徴をもつのである。

軟泥水中に多数の成分が濃集し ある瞬間からそれがいくつかの結合をおこなって塩類に変ることから 軟泥水が過飽和状態になり いくつかの新しい固相が底質中に沈殿し 続成鉱物が生ずる。これらの鉱物の数は非常に多く たとえば黄鉄鉱 鉄白雲石 菱マンガン鉱 オリゴナイト 白鉄鉱 硫マンガン鉱——要するに Fe^{++} Mn^{++} その他の元素の炭酸塩 硫化物——らん鉄鉱 海緑石 レプト緑泥石(チャモサイト) 沸石類(シヤパゼイト モルデン沸石) 少なくともいくつかの粘土鉱物(モンモリロナイト 一部は水雲母) などであり最後にドロマイト 場合によっては方解石さえもが生ずることが多い。上に掲げた鉱物はすべて湖盆・海盆の堆積物に特有な新しい鉱物群の主体をなしている。

続成鉱物の発生順序 に関してはその概略だけしかわかっていない。その生成段階は2つに区分される。すなわち 海緑石・燐鉱 沸石の一部が生ずる酸化段階と他ののこりのすべてが発生する還元段階とである。第2の段階では もっとも初期に生ずる続成鉱物はレプト緑泥石であり 次いで Fe^{++} Mn^{++} の炭酸塩 さらに つづいて Fe^{++} Mn^{++} の硫化物であると考えられる。堆積物が酸化段階から還元段階へ移行し 還元段階の初期からより後期に移行するにしたがってはじめて発生した鉱物は多かれ少なかれ消滅し 新しい鉱物によって置換されるのが普通で さらに一連の場合に 岩石中に存在する鉱物の組織にその交代作用が反映されるのである。海域における続成鉱物の空間分布を第8図に模式的に示した。しかしながら 続成作用の過程は新しい鉱物

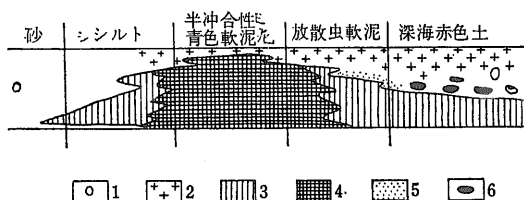
の生成ということだけではない。発生した鉱物の底質中での再配列もそこでは重要な役割りを果たしている。それによって膠結物のレンズ 斑点 完全な膠結質の層などが生じ 底質は新しい組織を獲得する。

新しく生じた鉱物の再配列の原因は 続成作用の初期に微生物の活動によって底質中に発生した物理化学的諸条件 (pH Eh 個々の成分の濃度) の不均一性である。物理化学的諸条件は岩石組成の異なる堆積物ではもちろん 粒度組成の均一な堆積物中における異なる部分ですら互いに異なっている。このような堆積物中における物理化学的環境の不均一性 ある瞬間からはじまる堆積物のガス放出 とくに CO₂ の減少 堆積物中の凝集物発生 の中心部での物質の撰択的結晶作用などによって最終的には堆積物中での著しい物質再配分が生じ ある物質はある地点をはなれてほかの地点に濃集する。

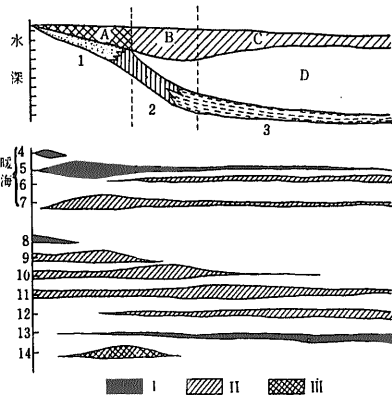
物質再配分の段階は続成鉱物生成の段階にひきつづくのがふつうで 堆積物がまだあまり固結せず 著しく水をふくむ初期の段階では再配分は比較的急速に進行するが水がなくなり 堆積物が固くなるにつれて物質の移動は漸次弱まり 最後には停止してしまう。上記の続成過程全体を概観すると 成因的にかなり微生物の生命活動と密接に関連した 単一の統一体を続成過程がつくっているということがわかるであろう。生物界はこの場合物質の改変の本質的な要因をなしている。その影響のもとで軟泥水中における pH Eh 物質組成 濃度が変化すると同時に 底質中の地点によるその水の性質の不均一性が生ずるのである。その後 軟泥水が変化するため 新しい鉱物の形成がはじまる。そしてその新しい鉱物の多かれ少なかれ著しい再配分でもって続成作用が完了する。

底質の温度変化 下位の堆積物に対する累積する上位層による圧力の増加 軟泥水中の主要な塩類の濃度変化 (NaCl MgCl₂ CaSO₄ その他) などは 続成過程における自生鉱物の生成作用には顕著な影響をおよぼさない。ここでは生物の活動だけが著しくあらわれており それは進行する鉱物生成作用の本質と物質再配分作用の本質との理解を浮きぼりにさせるのである。

堆積物の続成的改変作用の全般的な進行過程において

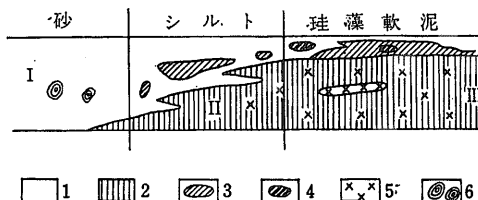


第9図 水盆の堆積物中における還元帯と酸化帯 大洋での断面
1 底質の酸化帯 2 酸化帯を褐色にする鉄の酸化物
3 弱還元帯 4 強還元帯 5 鉄 マンガンにとむ地城
6 鉄 マンガン膠結物



第8図 地質時代における海域での続成鉱物の帯状配列の模式図
I 水中からの初生的な沈殿によって生ずる鉱物
II 続成鉱物
III 一部は初生的 一部は続成鉱物
A 細粒物質がかく拌され 沿岸地域から運び出される地帯 B じん環型の流れのある地域 C 水盆中央部における波浪 吹送流のある表面帯 D 水盆の沖合地域深部の静穏な部分(水の動きが非常に弱い)
1 砂 2 シルト 3 粘土 4 CaCO₃ のウーライト
5 CaCO₃ の生物学的沈積物 6 続成的 CaCO₃ (バクテリアによる) 7 種々の続成的ドロマイト 8 Fe₂O₃ Mn 酸化物 Al₂O₃ 9 レプト緑泥石 10 海緑石 11 Fe Mn の炭酸塩 (CaCO₃ を欠くか あるいは少量しかふくまない軟泥中の) 12 CaCO₃ を大量にふくむ軟泥中の Fe Mn の硫化物 13 生物学的に分離した SiO₂ 14 初生的および続成的燐鉱

有機界 (バクテリア界) の演ずる主要な役割りは 堆積物中に埋積された有機物 続成作用の諸側面間の質的量的関係によって証明される。最近筆者が指摘したように (ストラーホフ 1956 a) 続成作用のごく初期においては 堆積物における還元帯の上限の位置とそのなかで生ずる還元作用の強度は まず第1にそのなかの有機物の量に依存する。有機物の量がまずにつれて還元は水底にむかって上昇し ついには酸化被膜がほとんど消滅してしまう。そして堆積物における還元過程の強度は増大する(第9図 第10図)。ややおくれて有機物の影響が Fe その他原子価を変化させる能力をもった元素 (Mn Vなど) の鉱物種のバランスにおよぼされる。最後に物質の再配分の過程では 有機物の増加によって軟泥中における Ca Mg Fe の炭酸塩の著しい再配分が促進され そこに形成される膠結物の量が増大する。続成作用の段階は 沈積作用がおわると同時に はじまり 堆積物中の有機物質がそれにまきこまれる。そしてもっとも細粒の粘土物質が自由水を失うと同時に完了する。これは 堆積物内の生物学的にひきおこされた物質再移物の終点にほぼ相当する (ストラーホフ 1956 a)



第10図 水盆の堆積物中における還元帯と酸化帯 バイカル湖の断面
1 酸化帯 (I-I) 2 還元帯 (II-II) 3 均一な色をもつ弱鉄性のさび斑状点 4 マンガン性斑点 (黒色斑点) 5 らん鉄鉱斑点 6 鉄 マンガン膠結物

続成作用段階がふつうに進行し、そして完了するには底質の上にその底質を生じた水塊が絶えず保存されることが必要である。一時的にせよこの水塊が消滅して底質が空气中にさらされると続成作用の不完全性が生じ、あるいは続成鉱物生成の中断、物質再配列の中断が生じ、風化過程がすすむことさえもある。この風化過程は多くの点で続成過程に対立し、すべての場合に再び水におおわれることがあっても、続成過程を複雑にさせるのである。

続成作用の末期における生成直後の堆積岩とは一体何であろうか。堆積岩を生じた底質との類似点は何か。また底質と堆積岩とを区別する特徴は何であろうか。

大部分のシルトないし砂粒大の碎屑性鉱物——石英・長石・雲母・重鉱物などは——ほとんど変化をうけずにのこっている。おそらくその一部だけが軟泥中に著しく濃集するCO₂によってやゝ溶蝕される。しかし化学的・生物学的に沈殿した成分のほか、ある種の機械的に運びこまれた成分——Fe Mn P の水酸化物、たん白石質のシリカ、有機物質、微量元素、細粒の粘土鉱物中の重コロイド・コロイド質成分——はその鉱物学的な特徴を著しく変化させる。

Fe Mn V Ni Co Cu その他の諸元素の炭酸塩・珪酸塩・硫化物など大小さまざまな量が形成されるほか、ドロマイト、マグネシウム質のアルミナ珪酸塩（モンモリロナイト、バイデライト、パリゴルサイト）が一般に生ずる。またまれには沸石が生ずる。しかも上記の鉱物は、盆地堆積物のなかでは偶然的でなく全く規則的な分布をとり、底質の鉱物学的な帯状配列を生ずる。それは海成堆積物のなかでとくに明瞭にあらわれる。そのほか、続成鉱物の多くは続成作用の過程で再配列し、堆積物の新しい構造要素——膠結物、レンズ、層状体、岩株——を生ずる。このような事実は、はじめに存在していた堆積物の層状性を強調し、岩石の特徴すなわちそのなかにおける元素の濃度の著しい不均一性を条件づけているものである。

生成当初の岩石の物理性に関しては、大部分の場合、底質とくらべてあまり異ならない。物質は若干固結しているが、原則として堆積物はまだ固結していない。すなわち、砂・シルトはやわらかく、飛び散りやすい。粘土は流動性を失ってはいるが、まだ完全に可塑的である。たゞし炭酸塩質と珪質岩石だけが、この段階での石化が進み、多少緻密な岩塊に変化している。粘土質岩・シルト質岩・砂質岩中の膠結物は石化の胚芽をなすものである。このような比較からもわかるように、続

成過程で発生したばかりの岩石はそれを生み出した底質とは、もっとも不安定な成分の著しい鉱物学的改変とさらに選択的な分散的石化作用（石灰岩・団塊）の点で異なっている。

上記のような続成作用の特徴づけの基礎は主として湿潤帯の堆積物の資料にもとづくものである。乾燥気候型・火山性・氷河型堆積物の続成作用はことなる過程をとるが、その詳しい特徴を論ずるには今の所、また資料が不十分である。この問題に関しては、筆者が最近の著作のなかで指摘をおこなつたとおりである（ストラホフ 1956 a）。

4 堆積岩の後生作用と初期変成作用

続成作用に直接ひきつづく段階は、3000m～3500mの厚さを有する台地型陸向斜、巨大な山間盆地での試錐の抗井断面でもっともはっきりと明らかにされた。このような深さでは温度は次第に増大して100℃に達し、圧力はほぼ850気圧に達する。後生帯（200～500m）から採取した岩石と続成作用の結果できたばかりの岩石を比べてみると、両者の違いは前者が新しい物性を獲得しているという点にある、ということが容易にわかる。すなわち後生帯のなかに深くすすむにつれて岩石は次第に緻密となり、石化して次第に石の性質を帯びようになる。たとえば多孔質（孔隙率28～30%に達する）のやわらかい可塑的粘土は水を失なつて次第に非可塑的になり、せいぜい数%の孔隙率と含水率しかもたない泥岩や粘板岩質の泥岩に変化する。砂やシルトもはじめは未凝固、多孔質で、局部的に膠結されているにすぎないが、3,000～3,500mの深さにおいては粒子が互に密着した緻密な石質塊に転化する。同時に固結岩のなかでは造構運動によつて種々の割れ目が発達する。

このように岩石の後生作用はまず何よりもはっきりとした全面的な石化作用として認識されるのである。多くの場合に、岩石の圧密と同時にその再結晶が生ずる。とくにこれは炭酸塩質岩石に明瞭にあらわれ、碎屑岩のセメントが再結晶することもしばしばある。

一部は沈積作用の段階で、一部は続成作用の過程で獲得された岩石の鉱物組成は、後生作用の段階では本質的には保存されているが、いくつかの小さい特徴的な変化が生じていることが多い。それはまず有機物質のなかでもっとも明確にあらわれる。高圧力と一部は温度の影響でやわらかい泥炭・亜炭は、はじめ褐炭に変化し、次いで低品位の石炭に変化する。その際有機物質の化学変化によつて水素・酸素がCO₂・CH₄の形で失われ、炭素に富むようになる。その結果適当な造構条件と

石炭層上の帽岩によっては炭層ガスが発生する。堆積岩中に分散する有機物も分解して局部的なガス鉱床をつくりある種の環境（現在まだあまりはっきりとわかっていない）のもとでは石油鉱床が形成される。

堆積岩の鉱物組成の後生変化はそのなかの液相の生命と歴史とに間接に関連している。前進的な岩石の圧密と石化によって沈積作用の過程でとりこまれた水（半結合型のものについて）はそこからしぼり出される。細粒の粘土質堆積物からはとくに多くの水がしぼり出される。しぼり出された水はいっぽうでは多孔質のままに残っている比較的粗粒な堆積物すなわち砂炭酸塩岩のなかにはいりこみ他方では石化した堆積物の全層を切るような裂き系のなかには移動する。台地性陸向斜や山間凹地をおおう地層中にふくまれる地下水もこのようにして発生する。さらに深い岩層圏のなかにはいりこむにしたがってこれらの地下水は今のところ直接にはあまりよくわかっていない若干の原因によって高塩分化されはじめて塩分濃度250~300g/lに達する。それと同時に水の地球化学型も変化し含水炭酸塩質から硫酸塩質・塩化物質に移行しとくに塩化物一方解石質に変化する。このような前進的な高塩分化をおこなう水はそれをとりまく母岩の後生的鉱物学的変化の最重要因子ともなる。これらの変化そのものには2つの型がとみとめられるのである。

地下水の塩分濃度が高まると漸次若干の難溶性塩類が堆積物のなかには飽和沈殿するようになる。そしてそれにとまって既存のいくつかの鉱物が置換されるようになる。ふつうこのような場合にはまず方解石が次いでドロマイトさらに硬石膏が沈殿する。螢石とツェレスチンの沈殿もあけると考えられる。しかしほかのより溶けやすい塩についてはもちろん食塩の固相の形成はおこらないものと考えられる。なぜならばT. P. アファナシエフ(1951)によればもっとも塩分濃度の高い塩素一方解石質の水でも塩化物でもって飽和されていないからである。

滞水層の高かん水の量は母岩の量に比べると著しく少ない。水中における上記の塩もまたごく小さな役割しか演じていない。このことを考慮すると方解石やドロマイトのほかとくに螢石・ツェレスチンの沈殿する固相はごく少ないがCaSO₄ではその溶解度が比較的高いためにその量ははるかに著しくなり得ると考えざるを得ない。これはまた新しく生ずる鉱物の析出形態を規制する。すなわち方解石とドロマイトは岩石中の孔や裂かを一部あるいは全部充填し個々の結晶を形成

する。硬石膏はより大きな斑点をなしはるかに広い割れ目あるいは貝殻が溶解したあとの孔を充填しまた多くの場合岩石の個々の部分を置換する。

すべてこれらの後生的な新しい鉱物の生成作用はふつうの海盆あるいは淡水盆の初生的な特徴の上に重なりながら岩石に相互に対立し排除しあう特徴をあたえる。たとえばカンブリア紀の海緑石砂岩夾炭層中の川砂はCaSO₄を著しくふくむ(4~5%)のに対して礫性あるいは碎屑性の石灰岩はプリウラリエの上部石炭系や下部二畳系の砂岩にみられるように著しく硫酸塩化している。

このように岩石の初生的鉱物組成とは全く異なる相の特徴をもった鉱物が新しく形成されるときにも後生作用においては地下深部の高かん水の作用によって一連の碎屑性鉱物の改変がおこなわれる。これらの水はCO₂にとみ(112mg/l) pHは低い(4~5)(カジミナ1951)。そのためpHが低下しCO₂が富化する過程において深層水は漸次既存の岩石中にある碎屑性鉱物一部は続成鉱物を分解しそれらの構成物質を溶液中に溶出させる。これは珪酸塩粒アルミナ珪酸塩粒石英粒の溶蝕や溶液中におけるSiO₂ Fe Mn Al₂O₃その他の成分の高含有量に反映されている。このような事実はT. I. カジミナ(1951)によってロシア台地東部のデボン紀の高塩水で明らかにされたところである。

しかしながら水の高塩分化過程やその物理化学的条件の変化は陸向斜の場所によってその進み方が不均一である。そのため必然的に物理化学条件の著しい不均一性が生じてくる。たとえばある部分では物理化学的環境は碎屑性鉱物の著しい溶解をうながしまた砂の部分ではそれらの溶解がなくて地下水におけるSiO₂ Fe Mn Al₂O₃などの含有量の低下がおこなわれる。もちろん溶解部から非溶解部へと向っての物質の流れが強化されそこでは新しい鉱物が生じたりあるいは溶解部で溶解された鉱物が再生したりする。たとえば台地の後生作用の段階にある堆積層の深部では長石や諸種の含チタン鉱物・十字石・緑れん石・緑泥石その他の鉱物が新たに生じたりあるいは再生したりしている。このような事実はロシア台地の諸地域のデボン紀の碎屑岩中でたしかめられる。時とともに岩石の状態が変化するにつれて溶蝕部が逆に沈殿部になったりあるいはその逆もあり得る。後生段階における地下水は比較的粗粒の岩石すなわち砂・シルトや石灰岩のなかにも多く集中するために当然もっとも著しい鉱物学的変化はまさに上記の岩種にみられるのである。粘土中における鉱物変化はもっとも少ない。

上にあげたような岩石の後生的変化の図式はまえにものべたようにロシア台地の深層の資料にもとずくものである。明らかにこの図式のなかにはさまざまな強さの過程として反映される個別的な特徴が存在する。とくにロシア台地の古生層にみられるような地下水の高塩分性はその個別の特徴と考えることができる。したがって岩石の著しい硫酸塩化・螢石化などもこの台地の堆積物に特有な後生作用の部分的特徴のなかに入れることが必要である。しかしながら条件が異なるとこのような作用はあらわれない(たとえば西シベリア低地帯の陸向斜)。したがって後生段階の全般的図式のなかにおいては著しくあらわれる**岩石の石化と有機物の著しい改変**(いっぽうでは石炭 いっぽうではガス・鉱床・石油の生成をとまなり)それと**碎屑鉱物の溶蝕・再生**ある種の**鉱物の新生**だけを強調せざるを得ない。

前山沈降部の堆積物(たとえば前ウラル盆地・ドネツ盆地・前ヴェルホヤンスク沈降帯・地向斜帯縁辺部)には既存の堆積物のもっと著しい変化がみとめられる。これらの構造単元中における堆積物の厚さは13ないし16kmあるいはそれ以上に達するため圧力も漸次増大し3,000ないし4,000気圧以上に達する。温度も4~500°C以上となる。このような深さにおいて重要な役割りを果たすのは温度条件と時折側圧によって複雑化する静水圧条件とである。このような事情によって新しい種々の鉱物変化が生ずる。その変化の方向は**典型的な表成鉱物(hypergenic mineral)の破かいとその結晶格子の最密化**とである。針鉄鉱は赤鉄鉱に移行しペーマイトはダイヤスポアにダイヤスポアは鋼玉に含水雲母は雲母に移行する。カオリナイト・モンモリロナイトは結晶水を失なって無水鉱種に変化する。石炭を構成する有機物は次第に炭化して無煙炭に変る。岩石は千枚岩質となる。

もちろん鉱物学的な改変はここでも改造される岩石中における若干の物質の再移動をとまなり。全体的にみれば岩層圏のもっとも深い帯における物質の移動に対しては堆積岩の初期変成作用となすべからざるべきである。なぜならば堆積岩はまだ堆積岩としての特徴を失っていないがすでに鉱物組成・構造・組織において変成岩の特徴をしめしはじめているからである。

要するに**続成作用の特徴は底質の斑紋状の弱い石化をとまなり不安定成分の著しい鉱物学的改変の組合せである。**(炭酸塩質岩の層・レンズ・膠結物)。鉱物学的改変と物質の再配列の重要な因子は底質中に棲息するバクテリアの活動である。圧力の増加・温度変

化はここでは大した役割を演じていない。続成帯の厚さは小さい(種々の評価によれば10~15mから200~250m)。

後生作用の段階における主要な過程は水のしぼり出しや岩石の孔隙の喪失をとまなり岩石の著しい圧密・石化である。物質組成の変化は副次的であって大きくない。それは主として有機物の質的特徴の変化一連の碎屑性成分の融蝕と再生(いつもではないが)岩石の硫酸塩化と螢石化である。後生作用の主導的因子はますます増大する圧力と岩石と高かん水との相互作用とである。後生帯の厚さは3~3.5kmである。

堆積岩の初期変成作用の段階の主要な内容は表成鉱物(Fe Mn Alの水和物・粘土鉱物)の破かい作用である。それにとまなり堆積岩の組成・構造の特徴が次第に失われて行く。主導的因子は高圧を背景とした高温である。初期変成帯の厚さは著しい(10km以上)。

これらの堆積岩形成作用の段階に関する図式はまだ十分に完成されたものではなく、確実なものと同時に仮説的なものをもふくんでいる。したがって今後さらにそれを検討し訂正して行く必要がある。しかしながら現在の不完全な形においてもその図式は堆積岩形成過程の諸段階について従来よりはより鮮明なものである。堆積岩の研究に対してより意識的にアプローチさせるための本書の序論としてこの図式をのべる決意をしたのもまさにこのためである。

5. 堆積岩研究の課題

堆積岩形成作用に関する現在の概念に照してみた場合ある種の任意の堆積岩の研究によって次の4つの重要な課題の解決がなされなければならない。

第1の課題は純記載的なものである。それは堆積岩の物質組成・構造・組織そのなかにふくまれる化石の客観的認識と岩石の産状それとをとりかこむ別の岩石との相関関係を特徴づけることにある。

第2の課題は岩石の段階解析である。それは後生作用(あるいは初期変成作用)続成作用・沈積作用の過程で発生した種々の特徴を岩石中で認識することである。これらの特徴は岩石の生成の諸段階で発生した岩石の物質組成としてあらわれることもあれば組織・構造の特徴としてあらわれることもある。段階的解析の目的は岩石のもとになった底質の初生的特徴を2次的に生成・重復した特徴をとりのぞくことによって復元することである。

岩石生成の諸段階で発生した諸要素を表現するためにはこれまであまり検討されていない特殊な用語を必要とする。盆地内にすでにでき上がった形のものとしても

ちこまれる鉱物（と岩石の破片全体）に対しては破屑性鉱物あるいは他生鉱物という語を用い、沈積過程で生じた鉱物に対しては沈積時鉱物（sedimentational mineral）続成過程で生じた鉱物に対しては続成鉱物、後生過程で生じたものに対しては後生鉱物、初期変成段階で生じたものに対しては初期変成鉱物という語を用いる最後に、風化段階で発生した鉱物に対しては「表成」鉱物（“hypergenic” mineral）という用語を用いることをわれわれは提案している。沈積時鉱物、続成鉱物、後生鉱物、初期変成鉱物、表成鉱物はすべて他生鉱物に對置される自生鉱物の群を形成している。しかしながら「自生」（authigenic）という語の意味はあまりにも広すぎるので、その用語はできる限りさけて、仮説的にせよそれぞれの鉱物が堆積岩形成過程のどの段階に所属するかわからないような時に限って用いるべきである。もし仮説的にもせよ、その解決が可能な時には、段階に応じた名前をつけるべきである。交代作用がおきた場合には、どのような鉱物が交代されたかを指摘する必要がある。

第3の課題は岩石の相解析である。それは底質が生じた自然地理環境の復元にあり、岩石の段階解析をおこなうことによって復元される。

第4の課題はエコノミックなものである。ほとんどどのような岩石でも、いろいろの役割をもつ有用鉱物であるから、当然実用的な有用性という面からもその研究対象を評価すべきである。

上記の諸課題の解決は野外調査の際にもすでに始まるが、室内においてもひきつづいておこなわれ、そこで仕上げをうけるものである。その際、堆積学者は、現在、精密で多種多様な研究方法に立脚することができる。とくに、その方法は岩石の物質組成・構造・組織を認識する上には豊富である。しかしながら相解析の方法はあまり検討されておらず、また信頼性も少ない。岩石の種々の形成段階において発生した元素の認識に関しては、この種の解析は今のところはじまったばかりである。その詳しい検討は近い将来のもっとも興味ある当面の課題である。

引用文献

- アフアシエフ T. P. (1951): 中央部ヴォルジエの地下水の地球化学について。科学アカデミー水理地質問題研究室報告 v. 10
- ヴァリャシコ M. G.・ソロヴィエウ V. F. (1953): 海水の蒸発にともなうシリウムの結晶作用について。全ソ地質研究所 (VNIIG) 報告 v. 27
- カジミナ T. I. (1951): ロシア台地東部のデボン系中の地下水。全ソ地質探査研究所 (VNIIGRI) 報告 n. s. v. 57 地球化学論文集
- ルーキン L. B. (1953): 岩相学の基礎 国立燃料技術出版所
- ストラーホフ N. M. (1953): 堆積物の続成作用とその

鉱化作用における意義 イズベスチャ 地質篇 n. 5

- ストラーホフ N. M. (1956a): 続成作用について——堆積岩鉱物学の諸問題 3, 4. リボフ国立大学出版所
- ストラーホフ N. M. (1956b): 堆積過程と堆積岩形成のタイプ イズヴェスチヤ 地質篇 n: 5; n. 8
- ストラーホフ N. M.・プロツカヤ N. G.・クニャーゼバ L. M.・ラズジヴィナ A. N.・ラチエフ M. A.・サボジコフ D. G.・シシヨバ E. S. (1954): 現世水盆中における堆積物の生成 科学アカデミー
- ストラーホフ N. M.・ザルマンゾン E. S. (1955): 堆積岩中における鉄の自生鉱物の分布と堆積岩石学におけるその意義 イズベスチャ 地質篇 n. 1
- フロロヴァ E. K. (1955): クイブイシヨフおよびサラトフザボルジェの下部二層系中の菱苦土鉱物 イズベスチャ n. 5

* 訳注

堆積岩の色とそれを決定する要因

V. I. ダンチュフ

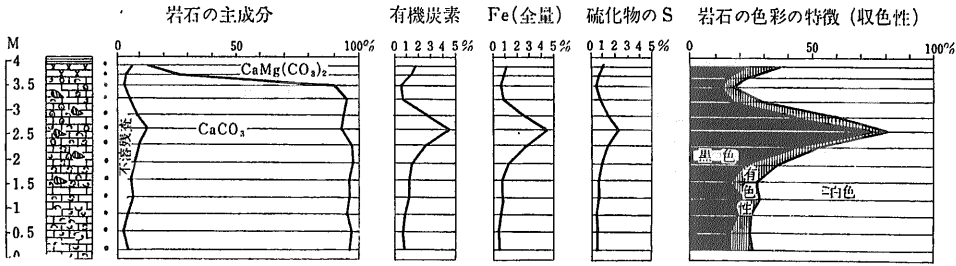
堆積岩の色調は、野外において研究者の注意をまっさきにひく、ある種の層準を識別する際の非常に重要な特徴である。堆積岩のなかでもっとも分布の広いものは、収色性すなわち白・灰・黒色のものである。色彩ガンマーのなかでもっとも分布の広いのは、赤色・煉瓦色・褐赤色・赤褐色・褐色・種々の色調の黄色などである。そのほか種々の色調の緑色もまた広く発達している。堆積岩のなかでは、青・空色・紫色は非常にまれにしかみられない。

岩石の色彩は主として岩石の組成により決定される。白色はクロモフォル^{*原注}すなわち鉄・マンガン^{*}の化合物や有機物を欠く岩石に特徴的である。多くの鉱物性塩類（岩塩・ミラビライトなど）のほか、ドロマイト・石灰岩・白亜・カオリン性粘土、砕屑岩のなかではもっとも純粋な石英砂が、白色を有する。

灰色と黒色は有機物（炭質物、瀝青物質）の含有によるものが多く、それらが存在すると、まず種々の硫化物とくに黄鉄鉱・白鉄鉱、時々方鉛鉱などの存在している場合が多い。これらの鉱物も分散状態にあって岩石に暗色時には黒色をあたえる。そのほか種々の Mn の酸化物も黒色を有する。明るい灰色からほとんど黒に至るまでの灰色まで非常に広範囲にわたる灰色は堆積物中の有機物の量とそれにとまって分散している重金属（もっとも多いのが Fe、まれに Cu、Pb）の硫化物の含有量に関係する。

* 訳注 第1分冊第2章 「岩石の色と物質組成および岩石の風化の野外観察」の第1節

原注 クロモフォルは岩石の色調を決定する岩石の構成部分である。

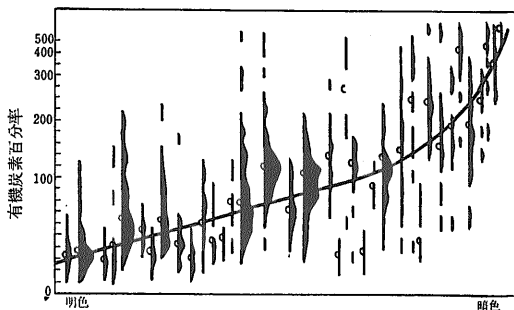


第14図 石灰岩・ドロマイトの色調とそのなかにくまれる有機炭素 鉄 硫化物性の硫黄との間の相関関係 試料の採集地点は層序断面の右側にある点でしめされている。

炭酸塩質の研究によって得られたこの種の相関関係が第14図にしめされている。ここでは 色彩曲線(とくに黒の含有量)は有機炭素 鉄 硫化物性の硫黄の含有量の曲線と完全に一致している。色彩曲線を組み立てる際の数値は 肉眼ではなく本書の第2部でのべるような測光法によって 得たものである。

岩石の色調とそのなかにくまれる有機物との相関関係についてはトラスクとパットノードが研究している。彼等が得た資料は第15図にかかげたグラフのなかにしめされている。彼等が研究した試料は暗色から次第に明るくなるにつれて37の群にわけられている。縦軸に有機物含有量の100分率をとり 横軸にそってそれらの個々について炭素含有量に応じた出現の相対頻度がしめされている。たとえば左から3番目のものでは炭素含有量は0.2%から2.2%まで変化している。この色の試料のなかで有機物の量のもっとも特徴的なものは0.5%~0.6%である。個々のグラフに対する中央値は半円でしめされている。黒い曲線は有機炭素の量が増加につれて暗色が増大することをしめしている。

いろいろの色調の 赤色 褐赤色 褐色 黄色などはふつう堆積岩中にふくまれる鉄の水酸化物(トウリアイト 針鉄鉱 褐鉄鉱など)の含有量によって規制される。岩石の緑色は大部分の場合 2価鉄の化合物をふくむ鉱物すなわち海綠石・チャモサイトまれには角閃石 陽起石 緑れん石 緑泥石その他碧玉型の珪酸塩のかけらが存在することに関係している。まれには緑色は銅の化合物の存在によることもある。もしも岩石中に2価鉄と3価鉄の化合物が共存する時には色はこれらの成分の

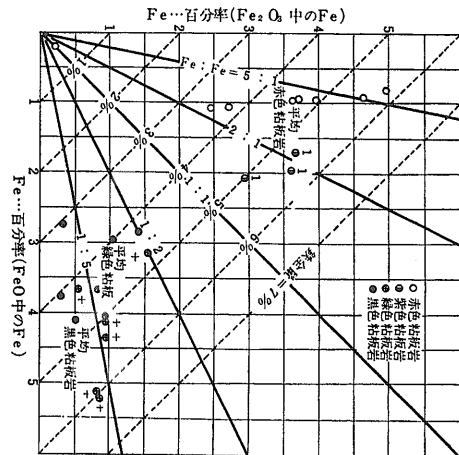


第15図 色調と岩石中の有機炭素含有量との関係 (トラスク・パットノードによる)

比率によって変化する。この関係は第16図によくあらわされている。そこでは粘土質岩の色調が第1鉄の役割が増加するにつれて赤色から緑色 場合によっては黒色まで変化する状態がしめされている。

青・空色は硬石膏・ツェレスチンに特徴的であり まれには石膏や岩塩にもみられる。時には堆積性鉄鉱床にともない 酸化によって青や緑青色になるヴィヴィアナイトによって青・空色が生ずることもある。最後に青色は藍銅鉱によって生ずることもあるが これは堆積岩のなかではごくまれにしかみられず 主として硫化鉱床の風化殻に産する。

紫色の性質については未解明のまま放置されていることが多い。場合によっては 紫色は岩石中のラトフカイトの存在によって説明されているが この鉱物が欠如する場合にでも紫色がみられることがある。おそらく紫色は岩石中の鉄とマンガンの酸化物の含有量と比率によって決定されることが多いものと考えられる。ここで指摘しておかなければならないことは 着色物質——クロモフォル——は岩石中にはごく少量しかふくまれていないということである。たとえば石灰岩がその暗色を呈するには有機物は数%から数10分の1%ふくまれていれば十分であり 砂岩や粘土が赤色を呈するには鉄がほぼそれと同量ふくまれていれば十分である。



第16図 第一鉄・第二鉄化合物の含有比(トムリンソンによる)と粘板岩の色彩との関係 1 赤色 2 紫色 3 緑色 4 黒色

堆積岩の色の研究に際して考慮せねばならないことは主要な原因 すなわち岩石の組成のなかにほかの因子も強く影響をあたえる可能性があるということである。たとえば岩石がぬれていると色は暗色をおび 明るい時には明色を呈することが知られている。

トゥエンホーフエル (1936) ペティジョン (1957) のようなある種の研究者は岩石の粒度も大きな影響をあたえるとしている。一般に粒度が細くなる程暗色となる。このような関係はフィンランドの第四系の粘土についてソーラモ (1923) がとくに詳しく研究している。ペティジョンは粗粒なグレイワックが暗色を呈する原因としてそれを構成する鉱物粒子の強い光線の内部吸収を指摘している。すべてこのようなことから 堆積岩の色の比較研究は類似の条件下でおこなうか あるいはその色の決定がどのような状態 (乾燥状態かどうか岩塊についてみたか あるいは粉末についてみたか) でおこなわれたかあらかじめ明らかにしておく必要がある。

岩石の色の成因は複雑である。色はまず碎屑粒子によって支配される。たとえば白い砂は石英質であり赤いものはザクロ石質 黒色のものは磁鉄鉱質である。このような色彩は遺伝色彩とよばれている。何故ならばこのような場合の堆積岩の色は母岩の構成鉱物の色をうけついでいるからである。

しかしながら堆積岩の色は初期の生成段階 (洗積作用および続成作用) 時に新しく発生する鉱物とも関連している。この沈積性あるいは続成性の色彩は大部分の化学的あるいは生物学的に形成された岩石や鉱石に特徴的である。たとえば石灰岩やドロマイトの白色 海緑石をふくむ岩石やチャモサイト鉱のいろいろな色調の緑色・黄緑色 堆積鉄の褐色 錆黄色 赤色などがある。

最後に 堆積岩の色彩は 岩石の消長史のより後期の段階 とくに風化の段階で生ずる 2次鉱物によっても決定される。たいていの場合 このような2次の色彩は酸化過程 還元過程 水和作用 脱水作用 さらに岩石中への種々の鉱物性化合物のもちこみとはこび出しのような過程によって制約され 時には初生的な色を著しく変えることがある。堆積岩は複雑な産物であるので その色もまた複雑な成因を有し 場合によっては碎屑性鉱物 また場合によっては続成鉱物 後生鉱物によって色が決定される。色を決定するに当たってのこれらの岩石成分のそれぞれの演ずる役割りを明らかにすることは重要ではあるが 非常に解決が複雑・困難であることが多い。色彩と 層理 層内での地層の変化関係を観察することは岩石の色彩の成因を明らかにするための助けとなることが多い。たとえば色彩がある特定の層の走向にそってかなりよく連続し 層理と調和している場合

には 多くの場合にその色が初生的であることの証拠となる。色彩が斑紋状を呈し 割れ目 孔の付近で変化層理と一致しない時には また岩石組成の異なる薄層理と斜交するような時には それが2次的起源であることを想像する十分な根拠をあたえる。

岩石の色が主として沈積時鉱物 続成鉱物による場合には 岩石が生じた際の地球化学的条件の指標として役立つ得る。たとえば前にものべたように第2鉄に関連した赤色・褐色は続成過程における酸化条件をしめし 海緑色やレプト緑泥石群の鉱物の存在によって生ずる暗緑色は続成作用時の弱還元条件をしめしている。また有機物や分散的な硫化物の存在によって規制される暗灰色・黒色は続成作用時の軟泥の強還元条件をしめしている。その際に考慮を要することは 初生的な色が続成作用の過程で本質的に変り得るということである。底質中に有機物が存在すると鉄の酸化物は鉄の珪酸塩や炭酸塩に変わるが 軟泥水中に硫化水素がある時には硫化物に変わる。

鉄の水酸化物→鉄の珪酸塩・炭酸塩→鉄の硫化物→白鉄鉱と黄鉄鉱

これに応じて底質 (岩石) の色彩も次のように変る。

黄色 }
褐色 } → 種々の色調の } → 灰色 }
赭赤色 } 緑色 } 黒色 }

有機物の影響による色彩の変化は とくに 炭質物をふくむ赤色砂岩・シルト岩で観察される。(プリウラリニの二畳系堆積物 中央アジアの上部第三系の堆積物)。このような場合 炭化した木の破片の周囲では 岩石の赤色は緑色あるいは緑灰色に変化している。しかも炭化した植物片が大きければ大きいほど そのまわりの緑色部が厚くなる。地層のなかに植物遺骸がたくさん入ると地層の色調は全体にわたって本質的に変化して その変化はかなり広い範囲にわたってみられる。

続成条件のほか 堆積岩の色を決定するものとして気候の果す役割もうたがいの余地がない。しかしながらこの問題は今のところ十分には研究されていない。したがってごく一般的なことしかいえない現状である。

大陸の暑くて乾燥した条件では岩石の明るい色 (灰色 灰黄色 クリーム色) がもっとも広範囲にみられる。大陸内部の高温多湿地域や一部は海成堆積物のなかでは いろいろの種類の鉄・マンガンの水酸化物が広く分布し 多くの堆積物に褐赤色をあたえている。(ラテライト・ボーキサイト・堆積性鉄鉱)。

(訳者は地質部 次回および次々回は第2分冊の第3部第9章「成因論および対比論を目的とした堆積岩の化学的研究」を予定している)