

現世水盆中のマンガン濃集体の

型とその鉱石化過程①

N. M. ストラーフ著

盛谷智之訳

著者のストラーフ博士はソ連科学アカデミー地質研究所にあって 長年堆積学の研究に従事しその理論化・体系化に努めている。その労作の一つが先頃紹介した「堆積岩の生成—そのタイプと進化—」(平山・市川・水野・盛谷訳 ラテイス刊)である。最近はソ連南部の漸新世堆積性マンガン鉱床の地球化学的研究を組織的・精力的に進めており その成果は近く出版予定ときく。

その過程でとくに現世のマンガン堆積物との比較を重視し 従来の諸文献からそれらを各タイプに分類し 成因的考察を行なったのがこの論文である。内容は若干巨視的な見方が目につくが 日本では平常接することのできない北欧の湖沼鉄などの記述もあり いろいろ興味深く示唆に富む資料が盛り込まれているので全文を訳出紹介することにする。このなかで著者は現世マンガン濃集体の成因について 全体としてかなり鮮明に純粹堆積源説にウェイトをおいた解釈を行なっているが この問題に関してはいろいろな考え方が出され まだ定説となつたものではなく これからの研究で解明されるべき現状にあることをつけ加えておく。なお原文は H. M. Страхов: Типы накоплений марганца в современных ВоАоемах и их значение Аля познания марганцеворудноро процессе. Литлогия и полезные ископаемые, No. 4, p. 19~49, 1965 である。(訳者)

古い時代の水盆堆積層中の任意の元素の鉱石濃集体を研究する場合つねに有益であるのは その元素の濃集体が現世の水盆において どのような条件と様式 そして過程によって生じているかを知ることである。

近年 筆者はソ連邦南部の漸新世マンガン鉱石の地球化学を研究しており当然のことながら 現世水盆中のマンガン鉱石に関する諸文献のなかに蓄積されたいろいろな観察資料を見逃すことはできず そしてこれらからそのなかに「暗号で書きめぐらされた」ようなマンガン鉱石化過程全般に関する概念を導き出さざるを得なかった。この報告は収集した資料の説明を中心とするものである。

現在少なくとも3つのはっきりと区分されるマンガン濃集体の型がある。それらは

- 1) 現世のタイガ帯の湖沼 とくにバルチック楕状地のそれにおけるもの
- 2) 北氷洋の縁辺海 たとえばカラ海・白海・バレンツ海など

と またバルチック海におけるもの

- 3) 大西洋・インド洋 そしてとくに太平洋などの深海域におけるもの

などである。それぞれの最も本質的な特徴について簡単にふれることにしよう。

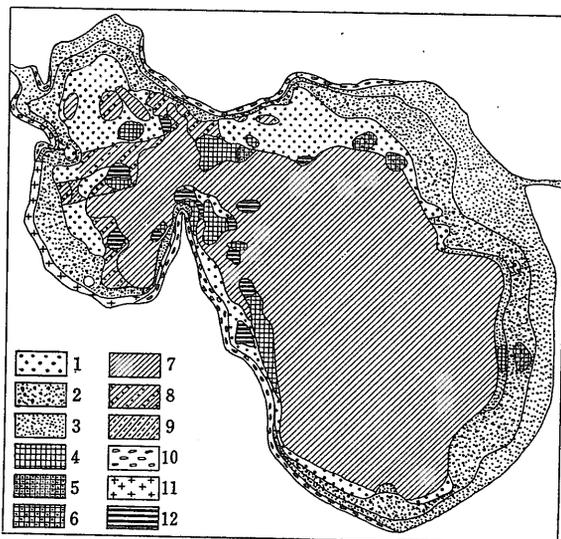
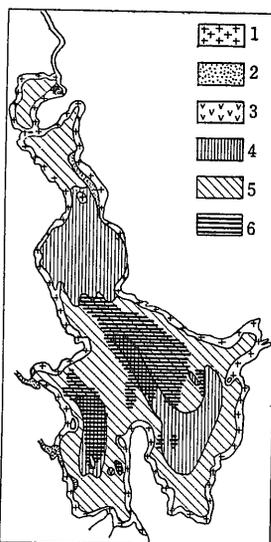
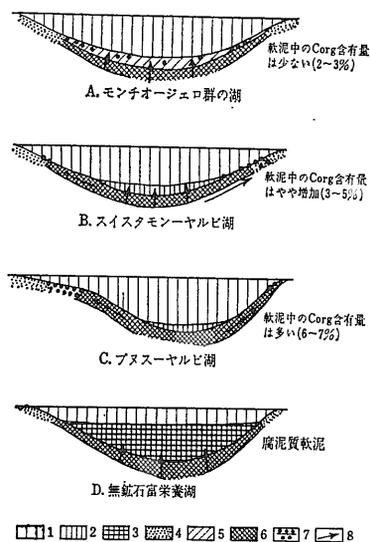
1. バルチック楕状地における湖成マンガン濃集体

バルチック楕状地の湖に含鉄濃集体や含マンガン濃集体が存在することは ふるくから知られていた。しかし セメノビッチ (1958) の研究があつてはじめて 湖盆内の鉱石配列の全体が明らかにされたのである。

それらは3つの特徴的な湖沼群に分けられる。第1のグループを構成するのは ショトランド・北シュベツ・コラ半島・オネガおよびラドガの湖である。これらの湖の鉄マンガン濃集体は 水盆の深底帯に完全かあるいはほとんど完全に偏在し そのうえときには最深底部に局在している(第1・2図)。亜沿岸帯およびとくに沿岸帯にはきわめてまれな例外を除いて 鉄とマンガンは濃集していない。深底帯の濃集体はたいいて底質の最上層に集中した赭土(ocher)のかたちをしている。赭土の表面には鉱石殻が 内部には鉱石質豆石あるいは鯛状石がしばしば散点し 後者は大きさがさまざまであるが通常は小さい(何分の1~何mm)。しかし 豆石一鯛状石は鉱石殻よりも量的にはるかに劣っている。

深底帯に分布する赭土質殻濃集体は しかしながら水底面の全体ではなく そのごく1部分を占めるにすぎない。たとえば コラ半島のバルヒネボルチ湖では水底面積の16% カシク湖では19.4% モンチ湖では19.8% パゲリ湖では22.7% を鉱石殻がそれぞれおおっている。ニージュネクイトオ湖およびスレドネクイトオ湖では 鉱石殻は豆石とともに浅水域を除いた水底面積の $\frac{2}{3}$ と $\frac{3}{4}$ をそれぞれ占める。

第2グループの湖とみなされる水盆は 鉱石質生成物が 深底帯ではそれをとり巻く周縁部に保たれているだけで主要部分では欠如し そのかわり亜沿岸帯と沿岸帯の全域—ときには後者に鉱石が存在しないこともある—を占めて分布するような型である(第3図参照)。このグループの典型的代表は 北部スウェーデンの湖(ヤムトランドおよびラプランディア)である。ソ連邦のもの



第1図 湖成マンガン濃集体の型
1 酸素に富む底層水 2 貧酸素底層水
3 無酸素水 4 砂 5 褐色軟泥
(酸化帯) 6 灰色および帯緑灰色軟泥
(還元帯) 7 鉱石 8 続成再配列作
用の際の物質の運動方向

第2図 ベルフネボルチ湖の
底質図 (A. A. ナゲリと
A. D. ジノノバによる)

1 岩盤 2 砂 3 粘土
4 褐色軟泥 5 緑色軟泥
6 鉄質堆積物

第3図 スイスタモンヤルビ湖の底質図

1 鉱石 2 含砂鉱石 3 砂 4 粘土 5 粘土質砂
6 含鉄石粘土 7 軟泥 8 含鉄石軟泥 9 粘土質砂
10 岩石 11 礫 12 粘土

のでは カレリイ地方のスイスタモンヤルビ湖沼群 (カプチェーノバ 1934) を アメリカではトラウトレイクの湖 (Twenhofel 1945) をそれぞれあげることができよう。これらの湖における鉱石分布図をみるとまるで鉄とマンガンの鉱石化過程が湖の中央深水域では消え失せ 湖中央の縁辺かあるいは深底帯の境界部だけに片寄ったり また さらに亜沿岸帯までも拡大したりしているようにみられる。

湖底質図上で鉱化帯は水盆を縁どりそして斑紋状に浅水帯から深底帯端部へ下がる紐状の形で表わされる (第1図参照)。鉱石は沿岸帯では砂の中に 亜沿岸帯と深底帯端部ではシルト-粘土質泥の中にそれぞれ賦存する。砂帯の鉱化物は豆石状・霰弾状およびあられ状の鉱石で ときには貨幣状鉱石あるいは小鉱石殻で代表され 礫土も存在する。湖底深度が増加するにつれ礫土と鉱石殻が通常 他の形の鉱石にとって代わる。

第3グループの鉱湖は 鉱石が水深1~3.5mの沿岸帯に局在して 深底帯では欠如するが なおかつ多くの場合亜沿岸帯までは下がって存在するような水盆である。湖の深水帯から浅水帯へと向う鉱石の“移動”はこのグループの場合にその最終段階に到達するのである。

第3グループの湖に含まれるのは フィンランドの多くの鉱湖 ソ連邦ではカレリイ地方のとくにプイグオージェロ・ヤニスヤルビ・プヌスヤルビなどである。これは いわば古典的となったものとしては 地質文

献のなかでいまのところ唯一のよく知られた鉱湖である。

鉱石濃集体は沿岸帯の広く勾配のゆるい場所にもっとも強く発達し 一方狭くて急傾斜の場所では弱まる。

通常これらは湖を連続してとり巻くような分布は示さず 多かれ少なかれ太い紐状あるいは斑紋状をなして発達している。 鉱石は0.2から4cm大の鯛状・豆石状構造をしている。 サカロバによれば プヌスヤルビ湖では粗粒鯛状鉱石 (3~4cm) は砂質の底質をもつ水深2~3mの最沿岸部に偏在する。 中粒 (1~2cm) のそれは湖岸から少し隔たった場所に分布し 砂-粘土質の底質に伴う。 細粒の鉱石は岸からもっとも離れた水深4~5mの場所に産し 砂質軟泥中に存在する。 鉱層断面における鯛状鉱石の大きさは セメノビッチの観察によると上から下に向って小さくなる。 これと同様な規則性が 第3グループの他の湖でも存在するかどうかはまだわかっていない。

第1・2表に全グループの湖の堆積物および鉱石質分泌体の Fe・Mn・P の含有量に関するデータを比較して示した。 この表を検討すると多くの興味深い事実を明らかにすることができる。 鉱湖の砂・シルトおよび軟泥は通常 かならずそうだとは限らないが 5.3~12.69%という高い鉄含有率を示す。 鉄の含有率の増加にはほとんど常にマンガンの含有率の増加もまた伴っておりしかも後者の方が前者の場合よりも急激であって その値は0.10~2%となっている。 この増加率はとくにマ

ンガン係数 (すなわち Mn/Fe 比のこと) のうえに明瞭に反映し 通常0.010~0.020のものが0.030~0.230まで高まっている。

鉱石殻・豆状鉱・鱗状鉱などの鉱石濃集体の生成は

第1表 軟泥と鉱石中における Fe・Mn・P の含有量

湖	軟 泥				鉱 石 質 分 泌 体				備 考
	Fe	Mn	P	Mn/Fe	Fe	Mn	P	Fe/Mn	
I グループ									
ホリスフィヨルド									
水深 10m	5.50	0.39	—	0.071	31.4	2.84	—	0.09	
80m	6.17	0.11	—	0.018	29.35	3.40	—	0.11	
148m	6.16	0.34	—	0.055	17.08	1.27	—	0.074	
オネガ湖									
第6測点の軟泥	15.15	0.57	0.62	0.037	—	—	—	—	I.I.ギンズベルク (1930)
第11測点の軟泥	8.54	2.00	—	0.234	14.77	20.48	0.76	1.38	
第13測点の軟泥	—	—	—	—	12.95	28.10	0.51	2.17	
ラドガ湖									
第10測点の軟泥	6.18	1.80	—	0.290	—	—	—	—	
第9測点の軟泥	7.26	0.15	—	0.020	—	—	—	—	
第14測点の軟泥	8.74	—	—	?	26.53	1.82	1.07	0.069	
第14測点の軟泥	—	—	—	—	6.46	9.14	0.34	1.42	E.I.フェドロバ (1964)
アジノーコエ									
アイソーコエ									
水深 0.2m 砂	5.87	—	—	—	—	—	—	—	
水深 18m	—	—	—	—	21.48	—	—	—	
グルボーコエ									
水深 7m の軟泥	5.6	—	—	—	—	—	—	—	
水深17mの含鉱石殻軟泥	—	—	—	—	21.16	0.43	—	0.02	
クワイルク-ヤルビ-ル									
水深 0.2m 砂	1.83	0.04	—	0.22	—	—	—	—	
水深 5.5m 軟泥	9.23	—	—	—	—	—	—	—	
水深14m硬い鉱石殻	—	—	—	—	47.37	—	—	—	
水深 15.5m 鉱石殻	—	—	—	—	3.82	4.18	—	0.12	
II グループ									
スイスタモン-ヤルビの軟泥	10.91	—	—	—	39.51	—	—	—	N.I.セモノビッチ (1958)
トラウト-レイク	—	—	—	—	16.78	30.57	—	1.82	V.トウエンフォーヘル (1945)
III グループ									
クリボエ	—	—	—	—	23.7	14.1	0.9	0.60	E.V.カプチェノバ (1934)
コンチオージエロ	—	—	—	—	41.16	11.3	0.05	0.27	
ゼグオージエロ	—	—	—	—	33.82	11.0	0.02	0.32	
ボベネツク郷の湖の79 鉱石の平均	—	—	—	—	41.41	1.13	0.22	0.027	A.A.イノストランツェフ (1877)

鉄の活発な濃縮によるだけでなく さらにマンガンの著しい濃集によっても行なわれる。このことがあるためホリスフィヨルド湖の鉱石殻のMn/Fe比は0.074~0.11ラドガ湖の結核〔ノジュールまたは団塊ともいう〕のそれは1.42まで オネガ湖の場合は1.38~2.17まで とい

うように値が高くなっているのである。このようにして マンガンの鉄に対する比の値はクラーク含有率の Fe と Mn をもつ軟泥→その含有量が高まった軟泥→鉱石生成物の順に連続的に増大していくのである。

マンガンに富む鉱石は 鉄のその場合に比べるとまれである。A. A. イノストランツェフ (1877) によって集められたボベネツク郷の湖成鉱石の82の分析値のうち 3つだけが高いマンガン濃度—11~14%—を与え またオネガ湖のものでは2つ (20.48と28.10%) そしてラドガ湖では1つ (9.14%) だけがそのような例を示す。

プヌス-ヤルビ湖とフィンランドの湖の鉱石は著しくマンガンに富んでいるが そのマンガン係数に関しては プヌス-ヤルビの鉱石が0.16~2.84の範囲内で平均1.11であるのに対してフィンランドの鉱石の場合はその最大値が0.51で 通常は0.12~0.21にすぎない。

プヌス-ヤルビ湖はFeとMnのそれぞれ対応する分布図が作成・公表されているものとしては 世界でただ1つの例である

(第4・5図)。この2つの分布図は一般的特徴においては似ているが 詳細な点ではとくに鉱石域において多くの相違がある。このような相違点はおそらく図の縮尺が大きくなるにつれて増加するのであろうが 一般的にいえるのは Fe が強く濃集する場所では逆にMnの濃集が弱いということである。

プヌス・ヤルビ	Fe	Mn	P	Copr	測点番号	Fe	Mn	Fe/Mn	Copr	備 考
A. 現在の堆積物										
砂 (5 試料)	1.50	0.11	0.073	0.40	14	10.9	17.62	1.61	0.31	地質研究所の分析による 鉱石は E.I. サカロバ (1962) の分析による
粘土質砂 (6 試料)	3.89	0.21	0.053	2.11	25	30.93	15.05	0.47	1.03	
シルト質軟泥 (27 試料)	7.37	0.44	0.060	7.3	38	12.1	33.93	2.84	1.10	
粘土質軟泥	—	—	—	—	42	22.83	20.12	0.90	1.73	
B. 現世堆積層の下部層										
粘土質砂 (4 試料)	3.42	0.11	0.032	0.15	51	20.14	24.17	1.20	6.94	
軟泥 (8 試料)	3.75	0.11	0.032	0.19	55	16.88	30.40	1.80	0.64	
C. 綿状粘土 (4 試料)	3.66	0.07	0.016	0.19	64	13.40	17.0	1.27	0.30	
					70	41.52	6.78	0.16	1.30	
					71	12.2	28.98	2.18	0.45	
					81	15.26	33.4	2.52	0.45	

注 一印は資料なし

第2表 イーゾリビ地区の湖のマンガン鉱石の組成 (%)

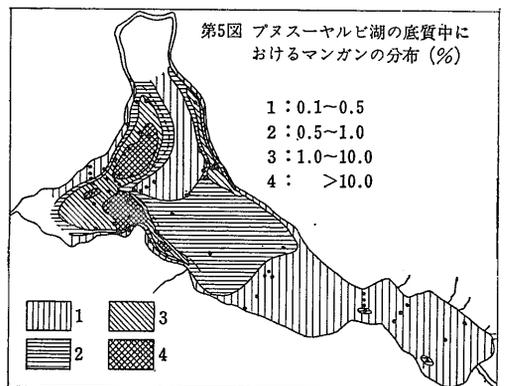
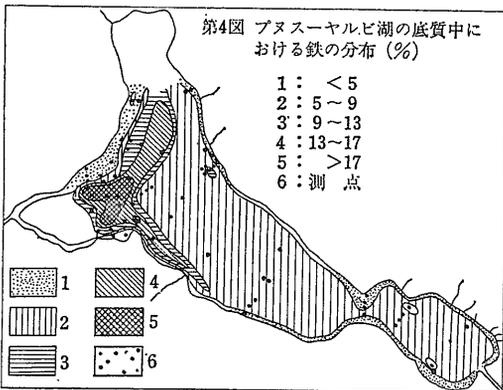
湖	Mn max.		Mn min.		Fe max.		Fe min.		平均		
	Mn	Fe	Mn	Fe	Mn	Fe	Mn	Fe	Mn	Fe	Mn/Fn
カルマ-ヤルビ (14分析値)	24.4	22.0	4.2	39.7	4.5	45.4	23.8	21.4	16.1	29.5	0.51
ネクロン (69分析値)	29.9	14.5	1.3	48.0	1.3	48.3	2.2	9.2	11.9	29.9	0.44
オンキベーズ (179分析値)	23.6	32.3	0.8	48.4	1.1	49.3	14.0	14.4	6.0	36.6	0.16
コイルスビエジイ (45分析値)	11.8	14.6	0.4	47.1	3.8	49.0	9.7	12.6	6.1	29.2	0.24
ボロビエジイ (57分析値)	9.4	18.0	0.8	47.6	0.9	49.0	2.0	4.6	3.8	36.6	0.15

通常の底質や Fe・Mn の含有率が高まった軟泥 として最後には鉄-マンガン濃集体 のそれぞれのマンガン係数を比較検討してみると 鉱石化過程が強まるのに応じて起きるのは Fe と Mn の累進的な分離ではなく それらの加速度的な混合・集積であることが明白になる。この性質はこれまでの Fe と Mn の地球化学の研究においては見のがされてきたが あとでもう一度ふれるように非常に興味深いことがらである。それは堆積性鉱石化過程全般の本質を理解するうえに重要な意味をもっている。

以上の諸データは 次のような3つの相互に関連する問題を提起する。すなわち 現世の鉱湖が全体として鉄とマンガんに富んでいることは何に起因するのか？ 湖成鉱石の成因的な本性がどのようなものであり またその湖底における分布位置が 深底帯 亜沿岸帯 そして沿岸帯とさまざまであることは 何が規定するのか？ ある場合には鉱石が著しくマンガんに富み またある場合にはそれが鉄-マンガン質のものに移行したりすることは何が規制するのか？ ということである。

すでにずっと以前に指摘したことであるが (ストラホフ 1947) 北方の湖における鉱石化過程はあたかもタイガー-ポドゾール帯の土壌生成過程の進化 とくにアルカリ性相から Mn とともに Fe が移動することを “許

す” 酸性相に移行する場合のそれが 湖沼成底質によって記録されたようなものである。粗しょうな岩石の場合 酸性段階の発達は十分速く 数1000年 つまり地質学的には瞬間に達成される。これが堅硬な火山岩や変成岩となると はるかにその進行が遅くなる。このような各風化段階に応じて湖や河川に排水される地下水の組成もまた進化する。集水域の各地点における土壌と地下水の “成熟” 速度のちがいがから なぜ同一地域でありながら鉄-マンガン鉱石をもつ湖とそうでない湖とが存在するかということが説明されるのである。湖成底質の鉄とマンガンによる富化に際して重要な役割を演ずるものに それらが湖に流入する場合の形がある。ご承知のようにこれらの元素はさまざまな様式で移動することができる。すなわち 地下水によって運搬される真正溶液つまり重炭酸塩 重炭酸塩が酸化して細流や河川にとりこまれた “赤錆” 懸濁物つまり Fe(OH)₃ 集水域における機械的削剝作用の結果生じた碎屑源懸濁物の成分 そして最後に含鉄マンガン有機質コロイドつまり腐植質 などとしてである。このような形で湖に流入する鉄の運命はさまざまである。湖に搬入された “赤錆” と重炭酸塩の懸濁物は遅かれ早かれ湖底に沈積していきその場にとどまる。つまり そのことによってこれらの元素は水盆における鉄の濃集と それが鉱湖の状態にまで移行することを促進する。鉄を含む腐植質



第3表 プヌス-ヤルビ湖の底質のEh (ミリボルト)

底 質	水 深	Eh	
		か ら	ま で
沿 岸 帯 砂	2	+140	+200
含 鉄 石 砂	2-3	平均 +260	
鉄石混入物をもつ軟泥	7-8	+ 2	+258
純 粋 な 軟 泥	5-8	- 20	-290
純 粋 な 軟 泥	8-14	- 46	-260
縞 状 粘 土		-270	-230

はその安定性が大きい点に特色がある。スコピンツェフ(1950)が明らかにしたところによると 温暖湿潤帯の湖では夏の期間に 12~20%の腐植質が酸化され そしてその作用は水温に左右される。有機物の酸化に消費される酸素は 水温 2℃の場合には 0.7~2.25mg/l だけで 12℃では 1.6~5.0mg/l そして 22℃で 3.6~11mg/l である。このように腐植質がわずかしか酸化されず安定であることは 腐植質中の Fe と Mn がおもに鉄とマンガンの通適的な形であることを示す。つまり腐植質が助長するのは 元素を湖において保持・濃集させることでなく その運び出しについてである。このことからセメノビッチ (1958) の総括によってバルチック-白海地域の大多数の鉄湖が寡-中腐植質で 多腐植質とみなされるのはまだだということも偶然ではない。それらの湖水の色は通常 緑色か黄色 あるいは帯黄褐色 そしてまれに濃褐色で その酸化所要量は 4~9mg/lO₂ である。上述のことから明白になるのは 含鉄マンガン鉄湖がその集水域でのポドゾール生成過程と沼沢化が十分に発達し それと同時に両元素の有機-鉄物質の形で移動が他のすべての運搬形態をしのぐような場所において出現するということである。このような鉄湖ではさらに沈積作用 底質生成過程においても鉄・マンガンのある種の富化が起こる。

さまざまな大きさの鉄石殻・鱗状鉄・豆状鉄・大豆状鉄 そして局地的に偏在する結土沈澱物さえも それらすべてが底質中で進行する続成的鉄マンガンの再配列を多かれ少なかれよぎなくされた 続成作用の生成物であることは疑いない。続成作用に関する学説が発展した現在 それらの本質がどのようなものであるかの証明は必要としないだろう。だが その再配列作用は初生的にいくらか Fe と Mn に富むような堆積物に基づいて進行するのであるから その最終結果の鉄石は典型的な沈積-続成作用型の生成物であることがわかる。

続成再配列作用の進行そのものが水盆のちがいによって一様でなく すでにその湖の状況 とくに底層水塊や堆積物の状態による支配を受けるのである。

フィンランドとソ連邦の陸水学者(トゥンマルク・セメノビッチ・フェドロバ)によって明白に証明されたように鉄-マンガン鉄湖における水塊の明瞭な酸化条件は 鉄-マンガン質懸濁物だけでなく その溶解成分も急速に水中から析出さず湖底に沈澱させる。ゲル状の凝結物と懸濁物粒子はまったく微小であるので その沈積過程において水の作用により湖の最深部・深底帯へ追いやられ 亜沿岸帯やとくに沿岸帯においては減少する。

深底帯泥のより深い層準においては 鉄とマンガンは還元され そして軟泥と湖水塊との接触面に向かって軟泥の上部層準へ引きつけられていく。そこでは鉄とマンガンは再び底層水から底質に滲透する酸素によって酸化され 沈澱するため 補足的に深底帯泥の上部10~20cmの間を富化する結果となる。軟泥の初生的沈積作用による鉄・マンガン富化と その続成作用による深底帯における上部への引き上げとがうまく結合すると 結土とマンガン鉄石殻を生じさせる。すなわち 第1グループの鉄湖の鉄化合物が形成されるのである。

しかしながら このような形の鉄石濃集体の分布性は 湖泥が貧栄養湖に特有なように比較的少量の新鮮な有機物をもつ場合だけに可能である。湖の栄養性が増加し 底泥中の有機Cが濃集すると 酸化鉄石の皮膜層は縮小しついに消滅してしまう。還元された鉄とマンガンは酸素が乏しいため底層水中に出て酸化沈澱することができないため 初生有機Cに乏しいより浅い相の堆積層に沿って拡散的に移動し そしてそこで沈澱しその底泥の鉄石成分を富ますのである。

軟泥中の物理化学的条件がそのような移動を“許す”ということは サカロバによるプヌス-ヤルビ湖の底質における Eh 値の測定結果から明白である(第3表)。

おそらく 湖成堆積物のタイプごとにその Eh はまったくさまざまであろう。強い酸化条件(そして軟泥水中に Fe と Mn を欠く)部分と 還元条件(そして軟泥水中に Fe と Mn がやや増加する)部分とが近接した場合 後者から前者へと向う 2つの元素の流れと ちょうど鉄石形成までにいたる付加的な濃集がおこなわれることは疑いない。この流れは一部は縞状粘土帯からその上に重なる砂に向かって生ずるが 圧倒的な部分はもちろん側方へ 亜沿岸帯あるいは深底帯軟泥から沿岸帯砂に向って生ずる。なぜなら縞状粘土帯中の Fe 含有量は多くなく そしてマンガンにいたってはまったく僅少だからである(0.07%)。このように 特異であり

ながら規則的に生じる第2および第3グループの湖の物理—化学的環境において その鉄・マンガン濃集体が形成されるのである。この両元素は湖の栄養性の増加と新鮮な有機物による深底帯軟泥の富化とにつれて最初深底帯の縁辺 次いで亜沿岸帯 そして最後には沿岸帯へと移動しながら次第に深底帯から放出されていく。上述の湖における鉄とマンガン鉱石の配列にみられる3つの型は したがって湖成堆積物の内部でのこれらの元素の続成作用による移動 つまり湖の栄養性の成長と湖が有機質堆積物で富化することによってひきおこされる移動のそれぞれの様式にほかならない。

マンガンと鉄の再配列の歴史はここにおいて終了するのであろうか？ 実際はそうでないと考えられる。富栄養湖においては あらゆるタイプの堆積物が有機物に富んでおり そして還元性である。このためその底質中には鉄とマンガンの酸化濃集体は存在しない。冬と夏の停滞期には Fe^{2+} と Mn^{2+} は軟泥のなかから深底層水中に出ていき そこに含まれる遊離酸素の全部を急速に使いつくしてからそこで莫大な量をなして析出する。すなわち広く知られている魚が群をなして死ぬ現象がこのとき起きるのである。春と秋の循環期には 深層水中に濃集した Fe^{2+} と Mn^{2+} は酸化され 湖底に沿って多かれ少なかれ均等に分散し どこにも高度の濃集体は形成しないで沈殿する。それに春と秋におけるこの均質化作用の際には Mn と Fe の相当な部分が湖沼外へ除かれてしまう。この場合 鉱石化過程は前述の3つの様式のいずれにおいても実際には止んでしまう。そしてたとえ湖成堆積層断面において そのより深部層準になお何らかの具合で酸化鉱石層が埋蔵されていたにせよそれは多量の有機物腐敗による還元作用によって次第に分散されてしまう。最後に Fe と Mn の残った部分が晩期続成作用で再配列されると 湖成堆積物中にも細粒岩石に偏在する 幾分菱鉄鉱質あるいはマンガン—菱鉄鉱質の結核に富む層準が生ずる。

このような最初の貧栄養湖から中栄養湖 次いで富栄養湖へとという変換過程は 湖成酸化鉱石が古い堆積物には きわめてまれで おそらく富栄養性の発達が停止された特別の条件の場合だけに存在するというこの原因となっているのであろう。それと同時にあらゆる型の湖成酸化鉱石が 湖の一生におけるある段階で生じそして次の段階では消滅するような 時間的に短命で不安定な生成物であることがわかる。

しかしながら 湖における酸化鉱石生成物のこのような短命さは それを 漸移的に純粋な鉄鉱石に結びついていく 独自の相—成因型の堆積—続成型湖成鉄—マン

ガン鉱石として区分するのを妨げるものではない。

バルチック楕状地の縁辺に沿う 北部ドイツ低地およびイズベストカアルプス地方では このような鉱石が他のとくに続成型の鉱石にとって代わられる(プレンス湖・ポリショイルンツク湖・ビュールムスク湖など)。この型の鉱石はもと $Fe—Mn$ のクラーク含有量をもとにして生育し そのうえ溶液としてではなくほとんどは機械的懸濁物として搬入されたものである。このような両元素の高濃度は 赭土そしてときには結核と鉱石殻が生じるような深底帯堆積物の上部酸化帯のみを特徴づける。これは厳密に言えば 瞬間的な Fe と Mn の濃集体であり その後の底質の累積と 酸化性攪拌帯が還元帯に移行する際分散されてしまうのである。

2. 碎屑源物質のみを供給される海の底質中のマンガン濃集体

現在 鉄とマンガンの高濃縮物が形成されつつある海のうち もっとも注意をひくのは バルチック海・白海・バレンツ海・カラ海そして北氷洋である。

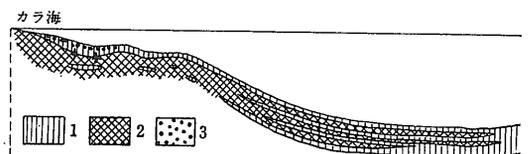
もしもバルチック海だけを除くと 残りの全部の水盆は本質的には一つの水盆地 すなわち縁辺海を含めた北氷洋を形成している。他の大洋と比較して 北氷洋は以後われわれにとって非常に重要となる 2つの特性をもつ点で異なっている。

第1は北氷洋は大洋のうちでは面積が最小(13,600,000km²)で 0.92 という最大の B/L 比〔集水域面積(L)に対する大洋面積(B)の割合〕をもっていて つまり単位面積当りでは最大量の堆積物質を得るということである。

第2はそれと同時に北氷洋そのものの海域にも その集水域にもそのいずれにも現在の活火山は存在せず したがってそこには火山性物質 とくに熱水溶液はまったく供給されないということである。

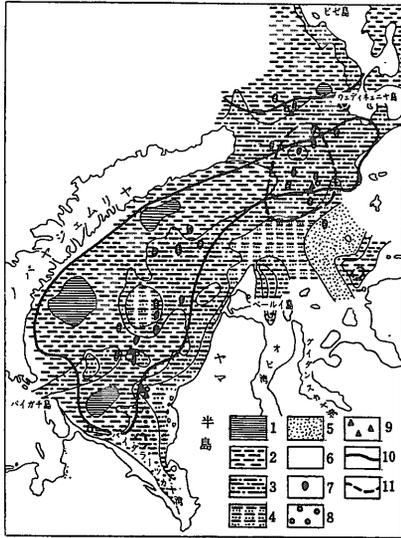
アイスランドは遠く隔たっており カムチャッカからの火山物質はオホーツク海とベーリング海に流入していく。このように溶液または懸濁物としても碎屑源物質のみが供給されるという巨大な水盆における 現世の鉄・マンガン鉱石化過程がどのように進行しているかを研究するために 理想的であつたかも実験室的事例がここに存在するのである(第6図)。

もっとも資料が多いのは カラ海についてのものである



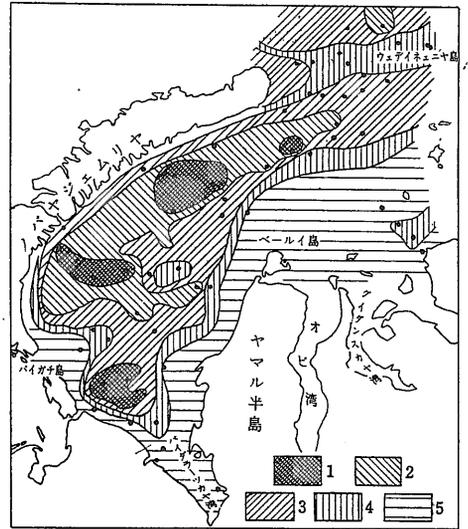
第6図 北氷洋とその縁辺海の断面における Fe—Mn 結核の模式分布図

1 褐色軟泥 2 還元性軟泥 3 鉱石質結核



第7図
底質の型とそれらの間における鉄-マンガン結核の分布 (T. I. ゴルシコーバ 1957による)

- 1 粘土質軟泥
- 2 軟泥
- 3 砂質軟泥
- 4 粘土質砂
- 5 砂
- 6 未調査区域
- 7 鉄-マンガン結核
- 8 岩石
- 9 褐色堆積物の分布限
- 10 下位粘土の追跡された境界



第8図
カラ海の底質の上層中におけるマンガンの分布 (%) (T. I. ゴルシコーバ 1957による)

- 1 >1.0
- 2 1.0~0.5
- 3 0.5~0.2
- 4 0.2~0.05
- 5 <0.05

る (ゴルシコーバ 1957 クリコフ 1961 パホモーバ 1951など). ここで注目しなければならないのはこの水盆への供給作用はおもにオビ川によっておこなわれることでこの川は両元素の90~95%をマンガン係数 [Mn/Fe 比のこと] が0.030で Fe 4.84% Mn 0.146%を含む懸濁物として与えている.

カラ海の底質は (第7図) M. V. クレノーバ (1948) の分類によると沿岸域では砂および泥質砂でそれよりも深い海域では砂質泥および泥で代表される. 粘土質泥は3つの大きさが限られた斑紋として存在しそれはバイガチ島とノバヤジェムリヤの東方にみられる.

広大な中央海域部においては底質の表層はいろいろな色調をもつ褐色堆積物である. 褐色堆積物断面の下方では含水単硫鉄鉱の黒色点紋をもつ灰色ないし帯緑灰色堆積物がそれにとって代わる. 褐色層の厚さはその中央海域の側方境界部における2~4cmから中央区域における10~12cmまでの間にある. 北部の聖

アンナ海溝においては褐色層の厚さが20~30cmにも達するような底質コアが得られている. 第4表にさまざまな種類の底質中のFeとMnの平均含有量とMn/Fe比をそして第8図に海底面におけるマンガンの分布をそれぞれ示した. そのなかで目立つのは下位の灰緑色および灰色底質層中のものに比較して表層部の褐色底質層中の同種の堆積物の方がかならずFeとMnにより富んでいることである. たとえば褐色層の砂質軟泥におけるFeの増加は1.44% Mnのそれは0.143%であり軟泥の場合はそれぞれ3.19%および0.292%増加している.

オビ川によって搬入される粒度組成のうえで軟泥にあたる物質中の含有量は鉄が4.84%そしてMnが0.146%であるから褐色層がこれらの元素について過剰に増加している場合にはもちろん灰色および帯緑灰色軟泥からなる還元層から褐色軟泥の酸化層への鉄

とマンガンの移動の結果としてのみ説明が可能である. その上増加の数値はその元素の流れそのものの強度を示すのである. 特徴的であるのは褐色軟泥のマンガン係数が下位の灰色-緑色堆積物のそれに比較して著しく大きいことでこれは底質柱状に沿う上方への移動はマンガンの方が鉄よりもより活発であることを証明している. この過程はもちろん底質深部層

第4表 カラ海の底質中における Fe・Mn・P・Copr の平均含有量 (%) と Mn/Fe 比

堆積物	Fe	Mn	Mn:Fe	P	Copr	結核		
						Fe	Mn	Mn:Fe
I 上部褐色-帯黄褐色層								
軟泥質砂(3試料)	2.79	0.056	0.021	0.058	0.42	9.1~16.8	~8.91	0.54~0.91
砂質軟泥(2試料)	4.15	0.227	0.055	0.073	0.74			
軟泥(15試料)	6.98	0.429	0.062	0.17	0.63			
粘土質軟泥(4試料)	5.82	1.04	0.210	0.29	1.18			
II 下部灰色-帯緑灰色層								
砂質軟泥	2.71	0.084	0.031	0.068	0.41			
軟泥	3.79	0.137	0.037	0.060	0.88			

(T. L. ゴルシコーバ (1957) による)

第5表 北方海の碎屑源底質におけるマンガン係数

水 盆	堆 積 物			結 核			
	Fe	Mn	Mn:Fe	Fe	Mn	P	Mn:Fe
1. バレンツ海:							
褐色堆積物							
砂	1.03	0.028	0.027	14.67	27.66	1.47	1.84
軟泥質砂	1.79	0.077	0.044	18.13	15.12	1.51	0.83
砂質軟泥	2.55	0.112	0.044				
軟泥	3.90	0.228	0.059	21.35	0.89	1.72	0.042
				19.71	0.12	1.20	0.005
帯緑灰色堆積物							
砂	—	0.014	—				
軟泥質砂	—	0.024	—				
砂質軟泥	—	0.030	—	凝結物なし			
軟泥	—	0.037	—				
2. ムルマンスク沿岸湾							
帯緑灰色砂	—	0.022	—				
砂質軟泥	—	0.026	—	凝結物なし			
軟泥	—	0.033	—				
3. 白海							
褐色堆積物							
砂質軟泥(3)	—	0.15	—	9.81	0.36	0.54	0.94
粘土質軟泥	—	2.34	—				
4. グリーンランド海							
褐色堆積物							
砂質軟泥	—	0.065	—				
軟泥	—	0.129	—				
帯緑灰色堆積物							
砂質軟泥	—	0.038	—	凝結物なし			
5. バルチック海							
リージュ湾							
褐色堆積物							
砂(2)	0.96	0.28	0.030	22.01	2.64	0.05	1.117
粘土質砂(?)	1.19	0.032	0.027	平 均			

準において両元素があらかじめ還元されていることを前提とする。そのような反応が実在することは、いわゆる酸化—還元係数 すなわち10% HCl 溶液によって新鮮な軟泥から抽出される Fe³⁺ と Fe²⁺ の比から証明される。M. V. クレノーバ (1960) によるとカラ海・バレンツ海ではこの係数が 褐色軟泥の場合6.76から3.95 底質コアの下部の帯黄灰色軟泥で約1.41 帯緑灰色軟泥で0.74から0.24である。底質コアの下部層はさらにそれよりも低い値であり とくに著しく硫化水素の発生が認められる場合にそうである。興味深いのは 褐色軟泥中の Corg の平均含有量が 灰色軟泥中のそれよりもいくらか大きいことである。後者においてはそれは明らかに Fe と Mn の還元作用する。

しかしながら 鉄とマンガンの垂直的移動に関しては問題はこれだけに止まらない。多くの場所の褐色軟泥あるいは帯黄褐色軟泥の領域において さまざまな大きさの鉄—マンガン結核が存在するのである (ゴルシコーバ 1957 a)。残念ながら単位面積あたりのその量の測定は行なわれていないため カラ海における Fe と Mn の結核への凝集過程がどれくらい活発に進行するものなのかわからない。結核の組成に関しては N. N. クリコフ (1961) によるとその鉄含有量は9.1~11.2 から 15.4~16.8% までの間にあるが マンガンのそれは8.9% までである。このようにしてマンガン係数は0.54 から 0.91 の間を上下する。だいたいのところ結核は貧弱な鉄—マンガン鉱石である。

上述の貧鉄石の形成過程は バレンツ海・白海・グリーンランド海・バルチック海・ラブチーフ海・チュコト海などに広範に発達している。その場合 褐色酸化皮膜層の厚さはかなり変化がある。たとえばある場合 (リージュ湾) には それがかろうじて認められ、せいぜい1~2 cm まででそれを越すことはまれであり 他の場合には顕著に現われ、そして比較的厚く 10~20cm までに達する。Fe と Mn の含有量は 下位の灰色あるいは帯緑灰色の軟泥に比べてやや高く、これはまたマンガン係数が0.4~0.5まで増加することを伴うのである。通常 褐色堆積物中には多かれ少なかれ鉄—マンガン結核が存在し、その中に含まれる両元素の総量は10~40% (多くは15~20%) まで高まり、そしてマンガン係数は0.04から2.64までの間を上下し、たいていは0.1% の水準にある。いいかえると、結核は常に2成分性つまり鉄—マンガン質であって、しかも多かれ少なかれ鉄成分の方が卓越している。下位の帯緑灰色あるいは灰色の軟泥は常に Fe・Mn・P に乏しく、そのマンガン係数は褐色軟泥のそれよりも低い。

白海・バレンツ海・カラ海が直接延長した関係にある狭義の北氷洋において Fe と Mn の濃集体がどのようになっているかを明らかにすることはきわめて重要である。この観点からの貴重な資料は N. A. ベローフ・N. N. ラビーナ (1961) の論文に報告されている。

彼らが実施した10% HCl 溶液抽出による Fe と Mn の定量は、概していえば目的にそぐわない方法であった。しかし、白海やその他の先にあげた水盆において、同じ方法による定量が試みられた限りでは、資料は比較考査することができると思われる。そしてその中における重要な自然過程を識別できるのである。

北氷洋の堆積物は、その圧倒的部分が軟泥と粘土質軟泥で、まれに砂質軟泥である。すなわち、ナンセン海

凹において採取された1つの底質コアの下部だけに2枚の薄い砂質間層が見出されている。またその底質コアの長さは短いにもかかわらず(通常1m以下)その中には狭義の現世堆積物だけでなく最大氷期そして第3氷期とその間氷期にそれぞれ相当する第四紀堆積物が存在する。断面のこのような著しい層位学的範囲は北氷洋の海凹における堆積物の累積速度が非常に小さく1.28~1.60cm/1000年のオーダーであり海山の麓においてせいぜい4.80cm/1000年にすぎないということによって説明される。

底質の特徴的な色調は目立っている。断面の上部ではほとんどかならず褐色あるいは淡褐色であり下部では帯黄褐色 帯褐灰色 帯黄灰色 非常にまれに帯緑灰色そして真の灰色である。これらの全階程の色調はちょうど採集したばかりの底質に特有であって(だからその表現については大きなことわり付きである)そして北氷洋の軟泥における還元過程の発達が浅海域の堆積物の場合と比べて弱いことを証明している。そのことは底質中の有機物の減少に起因している。すなわちその含有量は78試料の平均で0.65%であり多くは0.2~0.3%そしてまれに0.8~1.1%である。さらに重要なのはこの場合の有機物質が長い間かかって3~4kmの厚い水塊を通して降下していくという十分に安定した様式で底質中に沈積することである。後続成作用(katagenesis)の段階において $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ の脱水がすすみ北氷洋の多くの底質は確かに赤色あるいは赤味をおびそしてその堆積層全体が太平洋・大西洋・インド洋の赤色軟泥に似てくるのであろう。

N. A. ベローフ・N. N. ラピーナの論文で公表された資料から北氷洋の底質断面全体のFe平均含有量は3.95%そしてMnのそれは0.26%と計算することができる。だが実際はサレハルダにおけるオビ川の粗い懸濁物中のFe含有量は4.84% Mnは0.146%であり細かい懸濁物中ではそれぞれ10.67と0.315%となっている。多分北氷洋に流入する他の大河の懸濁物におけるそれらの含有量も大同小異であろう。それに加えてこれらの河川は年間約40,000tのマンガン溶解物を放出する(アレキサン・ブラジュニコフ 1964)。これらの数値を比較検討すると北氷洋の底質中のMn含有量が海盆に物質を供給する河川からの流入量と良く調和していることが容易にわかる。しかしFe含有量は河川(とくにオビ川)によって搬出されるものよりも明白に低下している。この不一致は10% HCl溶液抽出という目的にそぐわない方法にありすなわちこれによると堆積物からマンガンはその全量が抽出されるが

第6表 北氷洋盆の底質の上部層中のFeとMnの含有量

試料採取箇所	Fe	Mn	Mn:Fe	備考
上部褐色層	4.21	0.36	0.090	10% HCl 溶液
下部位層	3.94	0.24	0.060	による抽出の誤
北氷洋の底質全体の場合の平均含有量	3.95	0.26	0.066	りは未修正

鉄は平均してその75%が抽出されるにすぎないということに起因している。だからFeの含有量3.95%にさらに抽出されなかった分の1.3%を加えると北氷洋の底質中の鉄が実際は約5.2%となりつまり河川からの鉄の流入に調和した量が得られるのである。もしもこの値が実際にそうだとすれば北氷洋の軟泥の平均マンガン係数は公表された分析値から得られた(第6表参照)ように0.066ではなく0.050となる。この値はそれでもなおオビ川の搬出物中におけるもの(0.030)よりも高くもちろんこれは沖合型[遠洋性]の北氷洋の軟泥がもとの物質に比較するとマンガンにいくらか過剰に富化していることを証明する。ここでわれわれが出あうのはMn/Feの比が沖合へ向って変動するという現象でありそれについてはすでに黒海や大西洋の例で何度も記載することになったところでありそしてこれは碎屑源物質を供給されるどんな大規模な水盆の場合でも十分典型的にみられるものなのである。

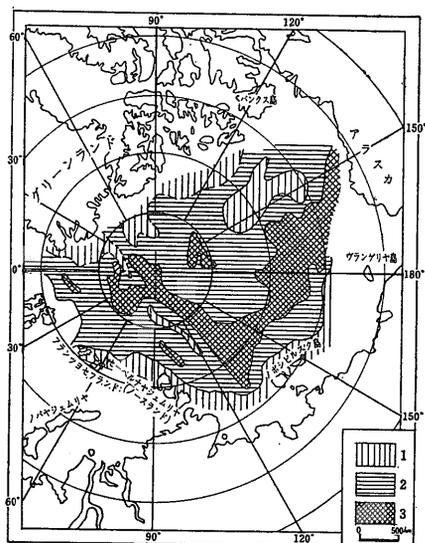
ここで北氷洋の底質の上部褐色層のものにおけるMnとFeの含有量がどのような状態にあるかを注目してみよう(第6表)。この数値は北氷洋の底質でも続成過程におけるFeとMnの下方から上方への引き寄せが進行することを証明しているがこれをバルチック海・白海・バレンツ海そしてカラ海の堆積物における場合と比較するとその作用はもはや著しく弱まっている。北氷洋の堆積物における鉄とマンガンの続成的移動と再配列の過程は明らかに止んでいる。これはさらに明瞭に北氷洋の軟泥中には鉄-マンガン結核がこれまでのところその底質コアに見出されないというその欠如あるいは著しい稀有性にあらわれている。つまりカラ海や白海などの海域においてたとえ短命で移行的な形であるにせよ鉱石質濃集体を生じさせたような機構は北氷洋の場合にはもはや貧弱で萌芽的な鉱化物形すらもつくる力を失ってしまっていることが明白である。

では一体この真の続成型鉱石化過程が大洋縁辺部からその沖合部に向うと止んでしまうのは何に起因するのであろうか? それは底質に含まれる有機物質の活性のちがいにるように思われる。縁辺海の堆積物ではもとの含有量が大洋沖合部におけるよりもいくらか多

くそして主要なことは海底に供給されたその有機物質の形がはるかに新鮮で活性に富んでいたことである。このため縁辺海部においては有機物質が大洋の沖合部におけるよりも比較にならぬほど強力に還元過程の活動とはるかに大規模な(量的に)鉄とマンガンの移動性を助長するのである。

非常に特徴的な輪廓がマンガン含有量の分布図上に明らかにされている(第9図)。その最大濃度部分(0.5と1.0%の間)はアジア大陸の北斜面に偏って隣接するナンセン・マカロフ・ボスフォルトの各海凹に入り込んで分布している。そこから最大濃度部分の長い枝がロモノフ海底山脈の西斜面とマカロフ海凹の隣接区域とに沿って延びている。その北端ではこの縞帯が西方に向かって小分枝をだしている。高マンガン含有量の小斑紋がマカロフ海凹の中央に分布している。ボスフォルト海凹の圧倒的部分においては底質がマンガンに乏しくこれは北米大陸に隣接する区域においても同様である。いいかえると巨大な北氷洋盆における鉱石化過程は明らかに対称的でアジア大陸に引き寄せられそして北米大陸を避けるような分布形を示す。おそらくこれは北氷洋への鉄とマンガンの供給作用の局地性に起因するのであろう。

ここで注目されるのは 聖アンナ海溝の緯度80~81° 経度69~70°の地点において M. M. エルモラエフ(1948)により上部褐色層のほかさらに帯緑灰色軟泥層から分離した2次の褐色間層が記載されていることである。この発見は鉄そしてとくにマンガンの高濃集物が



第9図 北氷洋盆の底質におけるマンガンの分布(%) (N.A. ベロフとN.N. ラビーナ1961による)

- 1 <0.2
- 2 0.2~0.5
- 3 0.3~1.0

ならずしも底質の酸化皮膜層中で痕跡すらもなくなるのではなくときにはそれが程度保持されそして大洋盆の沖合帯の粘土質堆積物中の局地的な鉄とマンガンの高まった含有値としてあらわれることを裏付けている。おそらくちょうどこのような例と考えられるのが A. B. ロノフと A. I. エルミシユキーナ(1959)の地質図で示されたロシア台地のデボン期後期のフランスク期の沿岸から隔たった海域のものともみとめられる粘土質岩中の高いマンガン含有量の小斑紋帯の起源である。

(つづ)

(訳者は地質部)

新刊紹介

E. W. プフイツェンマイエル著

「シベリア探検記 マンモスを求めて」

これは20世紀初頭におこなわれたマンモス象化石発掘を目的とするシベリア縦断の探検記録である。原書は1913年に著者の母国語であるドイツ語でかかれその後ロシア語(1928年)英語(1939)年にほん訳された。この訳著は英語版によっている。

本書は学術的な報告書ではない。探検発掘旅行全体を通じての一般的な記録でありむしろ革命以前のシベリアの風土記としてシベリアの民族事情をつたえるものとして非常に興味深く読める書である。荒涼たるシベリアのツンドラ地帯に生活する弱小民族に対してそそいでいる著者の美しい愛情が一貫して流れている。本書は10章からなるがその山場は第7章の「マンモスの発掘」である。何気ない発掘記録のなかから数万年の間ツンドラ地帯のなかに閉じこめられたマンモス象化石の保存状態の詳細をよみとることができる最後に小島郁生氏によるマンモスに関するくわしい古生物学的解説がなされている。

訳者:橋口健二 校訂・解説:小島郁生 本文:171ページ 社会思想社刊 教養文庫616 定価160円

L. L. ロズリーモ著

「バイカル湖」

本書はソ連科学アカデミー地理学研究所の著名な陸水学者 L. L. ロズリーモ博士によって書かれたバイカル湖に関する総合的な科学普及書のほん訳書である。

「バイカル湖」といえば日本列島によく似た細長い形で深度は世界一大きくまた透明度はわが国の摩周湖と肩を並べてやはり世界一に属することでよく知られている湖である。われわれにとっては冬空を支配する大陸高気圧の発達地ということや映画やロシア民謡で日頃親しみを感じている湖でもある。

本書はそのバイカル湖の自然全般について科学的にしかもわかりやすく解説されたハンディーな本であり専門的な資料をとる上にもあるいは一般教養としてバイカル湖に関する知識を身につける上にも気軽によめる名著である。

主要目次は つぎのとおり

- I バイカル湖岸に沿って
- II バイカル湖の湖盆
- III バイカル湖の気候と天気
- IV バイカル湖の水
- V バイカル湖の水生生物
- VI バイカル湖に生活する人々

訳者:藤井昭二・大浦清・田中晋 本文:184ページ ラティス刊 丸善発売 定価480円