



128061

1957

沉积专辑

25

地质出版社

沉 积 专 輯

第 1 輯

地 质 出 版 社

1957 • 北 京

本專輯一共收集了七篇論文。第一篇敘述沉積物的成岩作用；第二、三、四篇敘述鐵礦床和錳礦床的分布規律；第五篇敘述元素在風化作用中時間上的分異作用；第六篇是針對第五篇論文寫的短評，第七篇是回答短評而寫的短文。

本書可供地質勘探學院、各大學的地質系、地理系的教師和學生、地質普查勘探人員和科學研究人員參考之用。

沉 積 專 輯

第 1 輯

出版者 地 質 出 版 社

北京宣武門外永光寺西街3號

北京市書刊出版業營業許可證出字第050號

發行者 新 華 書 店

印刷者 地 質 印 刷 廠

北京廣安門內教子胡同甲32號

編輯：吳 偉 技術編輯：石 志 校對：馬志正

印數(京)1—1,700冊 1957年9月北京第1版

開本31"×43"¹/₂₅ 1957年9月第1次印刷

字數130,000 印張6³/₂₅ 插頁1

定價(10)0.80元

目 錄

1. 沉積物之成岩作用及其对沉積礦形成的意义……Н. М. 斯特拉霍夫 (5)
2. 鋁土礦礦床的若干成因特点及主要分布規律……Ю. К. 戈列茨基 (55)
3. 表生鉄礦分布区域的成因問題……………Б. П. 克罗托夫 (75)
4. 論地壳各主要構造單位中海相和湖相鉄礦及鋁土礦礦床的分
布規律問題……………Б. П. 克罗托夫 (106)
5. 元素在風化作用中時間上的分異作用和沉積礦床分布的規律
……………Б. П. 克罗托夫 (117)
6. 关于 Б. П. 克罗托夫的化学分異作用順序……………Н. М. 斯特拉霍夫 (137)
7. 論沉積金屬礦床中元素的化学分異作用 (关于 Н. М. 斯特拉
霍夫的批評文章) ……………Б. П. 克罗托夫 (143)

1. 沉積物之成岩作用及其 对沉積礦形成的意义

H. M. 斯特拉霍夫

这篇論文論述了現代沉積物的物理化学性質及在此等沉積物中所進行的成礦作用、物質的重新分配作用和石化作用。并应用論述中所得的論点解釋了沉積礦床的結構和構造的成因。

我們知道,在沉積岩形成的歷史中可分为三个本質上不同的階段: (a) 沉積作用,即沉積物形成階段; (б) 成岩作用,即沉積物轉变为沉積岩的階段; (B) 后生作用,即已經形成的岩石在構造作用所引起的物理化学条件轉变时發生变化的階段; 这里的后生作用僅能狹义地來理解,不包括岩石的變質作用現象和風化作用現象在內。

直到現在,特別引起研究者們的注意的是沉積作用階段中,沉積物之形成及其在水盆底部的分布規律問題。而对成岩作用过程中沉積物的進一步变化,几乎是沒有研究过。所以直到現在,关于成岩階段中成岩作用的範圍和性質,以及这些作用在岩石“特性”和岩相特征形成上的意义都还没有明确的概念。

很早就确定了,成岩作用至少包括三个不同的作用过程: 造礦作用、沉積物中物質的重新分配和重結晶作用、石化作用。所謂石化作用就是沉積物的压实作用及轉变为坚硬岩石的作用。但是,實質上成岩作用的正确認識也只能以这个簡單的斷定來表达,再進一步就陷入不能肯定和猜測的境地了。究竟什么礦物應該算作成岩作用的礦物,从而,成岩作用在海(和一般盆地的)一般自生礦物的形成上有什么意义? 成岩作用在海成沉積之礦物帶的形成上起着什么作用? 在沉積物中什么样的物質、在什么样情况下可以發生再次的重新分配? 最

后，沉積物轉化为岩石有多么長的时间过程以及在这个过程中能分出几个什么样的自然階段？研究者们对所有这些問題都有許多不同的意見，而且——特別重要的一点——这些意見通常都具有假定的性質，几乎都只要对一些事实稍加仔細分析就可以駁倒。关于后生作用問題，由于我們对它的理解还很有限，更是不能确定了。只在最近几年中才开始积累一些比較具体并在新观点下表現成岩作用和后生作用本質的事实。

这篇論文的任务，是关于沉積物成岩作用的一些新資料的報導；至于后生作用則將在另外文章上發表。

問題的分析是合理地从現代的作为化学作用和生物作用物理化学介質的海和湖的沉積物开始。因此，我們僅限于一般取泥管所能揭露的沉積厚度之內，亦即上面的厚在2—4公尺之內的沉積物。

1. 作为化学-生物作用介質的沉積物的物理-化学特性

高的湿度是現代沉積物主要特性之一。这个湿度是随着泥土的机械組成而变化的。在海相沉積物的表層中，砂中水份的含量通常为20—25%，粉砂——30—60%，細泥質軟泥——60—80%；淡水湖中

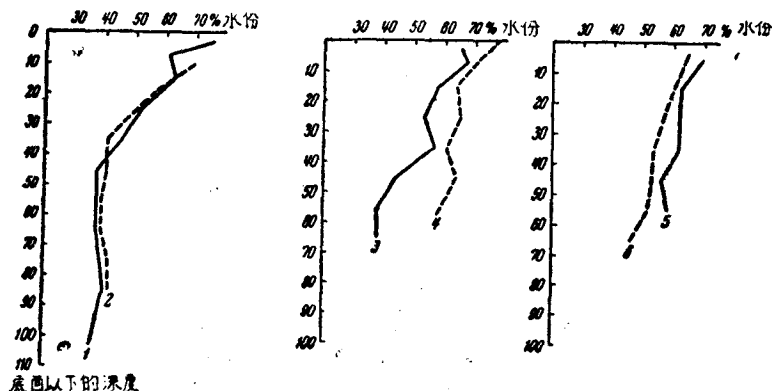


圖 1. 里海沉積物的湿度（根据布魯耶維奇的資料）

1—观测站Г×92, 丘布—卡拉干海灣；2—观测站Г×83, 和前者同地；3—观测站57, 北里海；4—观测站1, 中里海；5—观测站26, 南里海；6—观测站28, 南里海

沉積物的湿度更高，粘土質軟泥中的水份達到其重量的 85—95—96%。

由沉積物表面往深处，泥土的湿度顯著下降，这在泥質土之柱狀圖上可特別明顯地看出（圖 1）。在柱狀圖上，海沉積物的湿度在上部的 20—30 公分处有最顯著的下降；这里，泥土的湿度由 60—73 降到 43—40%。在此以下的一公尺的距离內，湿度的進一步降低是極其緩慢的。淡水沉積，尤其是腐植泥沉積，在这方面是和海水沉積不同的。由于水的滲透的緩慢，所以在底部表面下 3—5 公尺的深处，它們的湿度还和表層相同。

早期成岩作用中沉積物的高度的湿性，在理解軟泥中所發生的地球化学作用上有重要的意义。在沉積物的垂直方向上，尤其在水平方向上，湿度决定着物質擴散流在沉積物中的滲透性。在沉積物的較深的水平上，随着水份的减少，軟泥中物質的移动和重新分配自然要停滯。

沉積物的另一个特征是其中繁殖有很多的種類复雜的細菌。伊薩欽科（В. Л. Исаченко）、布特克維奇（В. П. Буткевич）、卓別勒（К. Зобелл）、巴維达姆（Бавендам）、德留（Дрю）等的研究指出：軟泥中細菌之数量是不同于水中細菌的数量。在 1 克湿軟泥中可有几十万、几百万或几万个細胞。同时，細菌在空間上的分布也是很均匀的。

如表 1 所示，在細粒沉積物——軟泥中，細菌的繁殖达到最大的密度；而在粗粒沉積物——砂中，密度最小。在这种情况下，有机物質的含量是控制細菌分布的主要因素，因此可得出結論：有机物質的集中和細菌的密度是成正比的^①。

在泥土的垂直断面上，細菌大量集居于上面的几公分尤其是最上面 1 公分的地帶，在这里有机物質最新鮮，同时可得到充分分解。沿沉積物断面往下，細菌数量很快的顯著下降，到 20—30 公尺深处，1

①細菌本身也是沉積物中有机物質之組成成分，但細菌的份量，只不过是有机物質份量中的很小的百分数。

細菌依沉積物顆粒大小而定的分布情况

(按 C. 卓別勒)

表 1

沉 積 物	沉積物顆粒的平 均直徑 (微米)	N ₂ 之 含 量 (%)	沉 積 物 中 水 的 含 量 (%)	1 克干的殘体 中細菌的数目 (單位: 千个)
砂	50 到 1000	0.09	33	22
粉 砂	5 到 50	0.19	56	78
粘 土	1 到 5	0.37	82	390
胶 体	1	1.00	98	1500

克湿軟泥中僅有几百个細菌而已。

沉積物的第三个特性是軟泥水中稀有元素之高度富集可以超过底上水中的含量好几倍。为布魯耶維奇和維諾格拉多夫所研究过的里海的潛水溶液成分能很好地說明这个事实(4)。其資料报导如表 2。

由表中的数字看来,在潛水中險的積蓄,亦即——大概地说——溶解碳酸鹽的总量,比在底部水中总是多好几倍(有时多到5—10倍)。矽、磷、氮、鉄、氧等的含量也比在底上水中多几十倍,有时多几百倍。尤其應該注意到当硫酸离子的濃度減少时在潛水溶液中常含有 H₂SO₄。潛水溶液中也富有 Mn、Al₂O₃, 至少还有某些稀有元素。虽然因为没有适当的研究暂时尚难以事实証明,但这是完全可能的。

由于在軟泥水中許多物質的高度集中,可以想象这些物質在軟泥水中是呈飽和状态的;至于在底上水中的,这些物質或多或少的呈不飽和状态,特別是那些磷質、矽質、氧化低鉄質礦物。

最值得注意的是:不同粒度沉積物中,其潛水溶液中上述成分之堆積強度是不同的——強度最大的是在最細的沉積物(軟泥)中,最小的是在砂中。这种情况,可使沉積物中潛水溶液的性質在从盆地沿岸到其中心的方向上明顯地顯示其帶狀分布的特性;而底上水中則沒

①按照艾米尔 (K. Emery) 和里天別尔格 (S. Rittenberg) 的資料 (23), 在沉積物中相当深的地方 (2—3 公尺) 硫酸鹽有时在水中完全消失, 而代之以硫化氫。軟泥質水中硫酸鹽类含量的降低, 在很早以前已为許多研究者(特别是苏联研究者)所确定。

里海潛水溶液中某些元素的平均含量。深度達 100 公尺

(按照布魯耶維奇和維諾格拉多夫, 1947—4)

表 2

地 区	軟 泥	泥 土		貝 壳	底 部 水
		砂質軟泥 和 軟泥質砂	含貝壳的軟泥 質砂(北里海) 含貝壳的軟泥 (南里海)		
1. 氯 (%)					
北 里 海	5.54	5.47—5.15	—	—	5.42
中 里 海	5.37	—	5.43	5.46	5.37
南 里 海	5.42	—	5.43	5.44	5.42
2. 活性反应 (pH)					
北 里 海	7.91	7.64—7.45	—	—	8.36
中 里 海	7.7—7.8	—	7.66—7.89	7.82—7.89	8.26—8.31
南 里 海	—	—	7.76	7.99	8.11—8.25
3. 礆 度 (毫克/当量)					
北 里 海	35.8—18.8	15.6—6.4	5.4	—	3.6—3.7
中 里 海	—	—	—	—	—
南 里 海	—	—	—	—	—
4. 礦 物 磷 (毫克/立方公尺)					
北 里 海	1100	35—45	32	33	2.73
中 里 海	200	—	150	24	5
南 里 海	360	—	26	34	7
5. 矽 (毫克/立方公尺)					
北 里 海	23 700	6 900	6 700	4 500	100—200
中 里 海	17 400	—	12 100	1 000	200—240
南 里 海	13 000	—	6 600	1 600	250—36
6. 氮 质 (毫克/立方公尺)					
北 里 海	17 800	2 500	2 100	1 900	84—36
中 里 海	8 500	—	2 500	310	31—17
南 里 海	1 500	—	1 000	1 300	34—43
7. 中和介質中之受氧化度, O ₂ (毫克/公升)					
北 里 海	6.1	4.7	—	—	1.7—2.5
中 里 海	—	—	—	—	—
南 里 海	—	—	—	—	—
8. 鉄 (毫克/立方公尺)					
北 里 海	—	700—210	310 (?)	—	—
中 里 海	—	—	—	—	—
南 里 海	—	—	—	—	—

有这种現象。同时，里海各个部分的同样沉積物，例如軟泥，也明顯地具有 P 、 SiO_2 、 N 及其他組份的不同濃度：这些組份的最大含量是在北里海的軟泥的潛水溶液中。潛水溶液中这两种顯著的特性，指出了整个盆地中成分上的極端多样性。在这种情况下，如果在軟泥断面中夾有各种不同岩相类型的沉積物时，則在極短距离內就能發生不同性質和不同成分潛水溶液的更換現象。生物成分甚至在均一的軟泥層中也作垂直分帶，也部分地說明了这一点。正如圖 3 所示，南里海之潛水溶液在垂直断面上（从上往下）明顯地表現出氨气（阿莫尼亞）的增加、礆的平均分布以及磷酸鹽向下作某些减少等特点。在其他水盆地中也可看到这种現象。

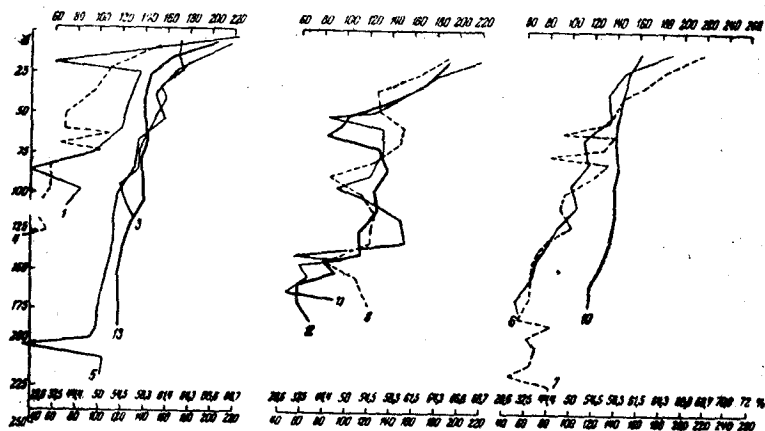


圖 2. 加利福尼亞灣沿岸盆地中沉積物之湿度

（按照艾米尔和里天别尔格的資料）

1, 2, 3.....—观测站号

水盆地沉積物的物理-化学介質的一般指标：他們的氧化-还原电位（ E_h ）和用 pH 來表示的酸-碱条件是非常有趣的。通常在沉積物上層由 20—25 公分到几公分甚至几公厘的厚度內，可以看到最高的 E_h 值由 +300 到 0（+50）毫伏，这是氧化帶。往下， E_h 成为負数（到 -500 毫伏），也就是成为还原介質了。在这种情况下最低的 E_h 值应在还原帶上面几十公分的地方，即在軟泥中細菌繁殖活动力

最大的範圍內；往下1—1.5公尺，Eh 通常又或多或少的顯著上升，近于零。在沉積物的深部，氧化還原電位沿水平方向並不是穩定的，而是隨着沉積物的一般岩相類型而顯著地變動。從這個觀點上看，薩維奇（В. Г. Савич）關於塔曼灣（таманский залив）和與它相連的許多瀉湖和咸湖潛水中之 Eh 的資料（表3）是有很大大意義的。

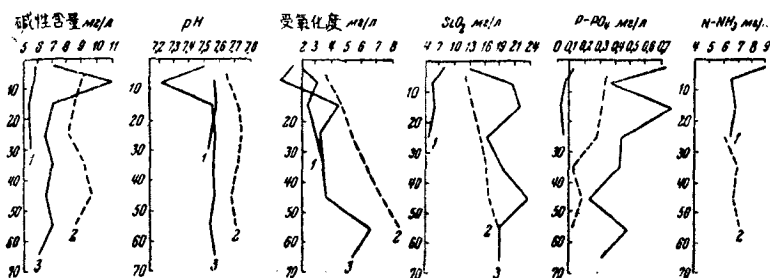


圖 3. 南里海潛水溶液中之成分和特性的垂直變化

（按照布魯耶維奇之資料）

1—觀測站16, 深100公尺；2—觀測站26, 深960公尺；3—觀測站28, 深460公尺

從表3看來，沉積物中氧化-還原電位是決定於兩種因素：有機物質之含量及沉積物之粒度類型。在有機物質含量相同的情況下，Eh 值是隨着組成沉積物之碎屑顆粒的平均直徑的減小而減小，所以粘土中 Eh 要低於砂子中的。在粒度相同的沉積物中，Eh 之變化和有機物之

塔曼半島水盆地內砂及軟泥中氧化-還原電位及 pH 之平均值

（平均數值按照薩維奇的資料）

表3

岩石名稱	在沉積物中有機碳之含量(%)									
	0.0—0.5	0.5—1.0	1.0—2.0	2.0—4.5	4.5—9.5	0.0—0.5	0.5—1.0	1.0—2.0	2.0—4.5	4.5—9.5
1. 砂	Eh值(毫伏)					pH 值				
標本數	+113	+21	+6	-83	—	7.93	7.74	7.82	7.89	—
	32	18	18	12	—	32	18	18	12	—
2. 軟泥(部分是粉砂質軟泥和砂質軟泥)	—	-89	-62	-152	-190	—	8.0	7.95	7.8	7.7
標本數	—	16	42	60	17	—	16	42	60	17

含量变化成反比: C_{opr} (有机碳含量, 下同) 增大, E_h 减小; C_{opr} 减小, E_h 增大。这些关系是自然而明了的。砂子和細粒軟泥質沉積物相比, 更便于底上水中氧气流通和供給; 因此砂中之 E_h 值要比粘土中高。有机物質在成岩作用中是氧气的基本消耗者(借助于細菌), 在沉積物中有机物质越多則消失氧气越快越多。由此可見, 即使沉積物粒度类型(即流通力)相同, E_h 值也是随着 C_{opr} 的增加而减小。

因为在自然条件下, 有机碳濃度照例是随着沉積物顆粒平均直径的减小而增加的, 所以我們在水盆地中也可以观察到从沿岸砂帶到比較深水的細粒沉積物——軟泥的地方, E_h 值也随着由高的正值而变为低的負值。在表 4 上能很好地看出这个規律。

塔曼海灣和阿赫坦尼佐夫海灣 (Ахтанизовский зл.)

沉積物中之氧化—还原电位和 pH

(按薩維奇的資料)

表 4

水盆地及沉積物之名称	標 本 数	C_{opr} (%)	E_h (毫伏)	pH
I. 塔 曼 灣				
灰色砂.....	2	01.6	+365	8.28
灰色粉砂岩, 有时是砂質粉砂岩	5	0.92	— 87	7.67
盆地中心部分粘土質軟泥, 部分是粉砂質軟泥,	7	2.17	—111	7.8
黃灰色粘土質粉砂.....	1	0.32	+ 54	7.15
II. 阿赫坦尼佐夫灣				
砂.....	—	0.43	+139	7.56
灰色粉砂岩.....	—	0.98	— 54	7.52
灰色或暗灰色的粘土質軟泥、部分是粉砂質軟泥.....	—	1.20	—113	7.66
黃灰色粉砂岩.....	—	0.06	+241	7.52
黃褐色粘土質軟泥.....	—	1.18	+ 92	7.31

在淡水湖中也可以發現类似的变化(9)。这里, 沉積物之表層及直接位于其下的層中, E_h 值随着由沿岸沉積到深水沉積的轉變而

降低。

至于活性反应 (pH)，也顯著不同于盆地中水体部分的活性反应。基本規律是沉積物的 pH 值通常是低于水体中的 pH 值。也就是說沉積物总是多少比底上水更酸性些。这些差別程度和沉積物中实际的 pH 值一样，变化很大，一方面决定于發生 CO_2 和使沉積物变酸的有机物質的多少，另一方面决定于或多或少的礆化潛水溶液的 $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$ 的存在。在軟水質淡水湖富有 CO_2 的沉積物中，实际上是缺乏石灰質的，其 pH 值通常低于 7，有时降到 6 或者更低。

在沒有碳酸鹽或含有很少碳酸鹽的北海的軟泥中，pH 值可有 7.7 到 8.5 的变化；在上部氧化層中，pH 值平均約为 8.2，以下便劇烈下降；而在氧化帶和还原帶的界面上，还可以观察到 $\text{pH}=6.0-6.5$ 的薄層和透鏡狀夾層，再往下，在还原帶內 pH 又增長到 8.25 (平均数)。在海中的碳酸鹽質軟泥中 (例如里海的) pH 总是弱礆性的，变化在 7.2—7.8 (?) 之間；在这里，酸性的夾層暂时还不能确定其有无，但大概恐怕是不可能。

在干旱地带含有碳酸鹽軟泥的半咸水湖中，pH 同样也总是弱礆性的，而且明顯的是随湖水的化学类型而变化。在碳酸鈣类型的湖中，pH 最低 (7.2—7.6)，这和海盆地中的没有什么不同。在碳酸鎂类型的湖 (巴尔喀什湖) 中，pH 总是高礆性的，从 $\text{pH}=8.1-8.2$ 开始，到有白云質沉積的地区，pH 增大到 8.80；可是在水中，相应地点的 pH 值达到 8.5—8.6 和 9.2—9.3。可惜，苏打湖軟泥中之 pH 值到现在为止尚未測算过，但在以上所論述的基礎之上，不容置疑在苏打湖軟泥內，pH 值同样是強礆性的；当水中的 pH 值高到 11.6 时，軟泥中的 pH 值要在 10 以上。所以，一般地說，沉積物之 pH 值的变化可用水体中之 pH 值來測定，但应指出，沉積物中之活性反应通常是比水的要低些 (有时低的相当多)。

关于在沉積物中 pH 和 Eh 值之对比关系問題是極为有趣的。大家知道，在底上水中，兩者数值之对比关系是正比：Eh 值較高的水 (含大量 O_2)，同时也是比較礆性的而有着較高的 pH；Eh 較低 (含少量 O_2) 的水，同时也是比較酸性的而有着較低的 pH。但在沉積物

中，由于缺乏游离氧的关系，Eh 和 pH 的这种正比关系就成为复杂和不能确定的了。

从上面（表 3、4）所引证的数字中，可以相信 Eh 之强烈变化有时并不伴随着 pH 的变化；Eh 和 pH 常是同时而且向同一方向变化，只在某些情况下才按相反的方向变化（图 4、5）。卓别勒对海

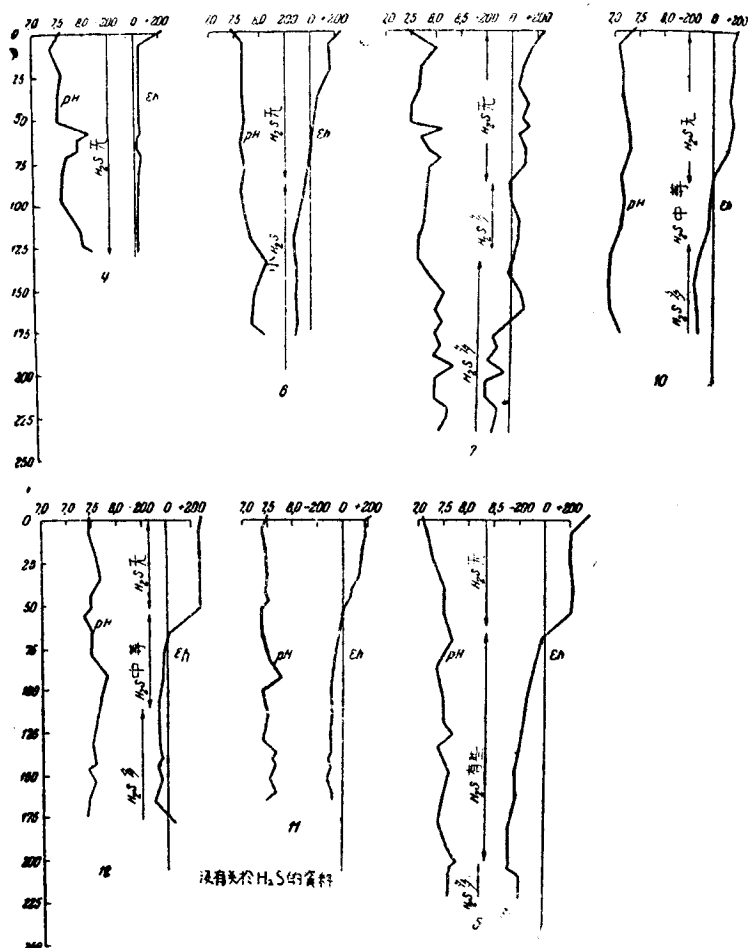


圖 4. 太平洋加利福尼亞沿岸附近，深水沉積物中 Eh 和 pH 之間的对比关系〔根据艾米尔和里天别尔格之資料（1952）編制〕

沉積物中之Eh 和 pH 進行了一系列許許多多測定之后，得出結論說：

“在海沉積物中 Eh 和 pH 之間，沒有固定的比例关系”（28, 503 頁）。

“每一类型的沉積物，在 Eh 和 pH 上各有其独特的特征。例如，加里福尼亞灣（Калифорнийский зл.）帶狀砂藻泥最上層，pH 值約為 7.6，Eh 值約為 200 毫伏；在較深帶層中，pH 約為 7.9，而 Eh 約為 350 毫伏。在同一地方灰色粘土中，pH 变化于 8.5—9.5 之間，而 Eh 則由 0—50 到 150 毫伏。由沿岸富氧水中的底部所采集的砂質沉積物，其 Eh 由 +150 到 +350 毫伏，而 pH 由 8.0 到 8.3”（28, 503 頁）。

因此，在沉積物中这个作为潛水上部水体特征的正比关系——富 O_2 的水中 pH 值高，缺 O_2 的水中 pH 值低——破坏了，于 pH 与 Eh 之間的比例成为不固定的了。

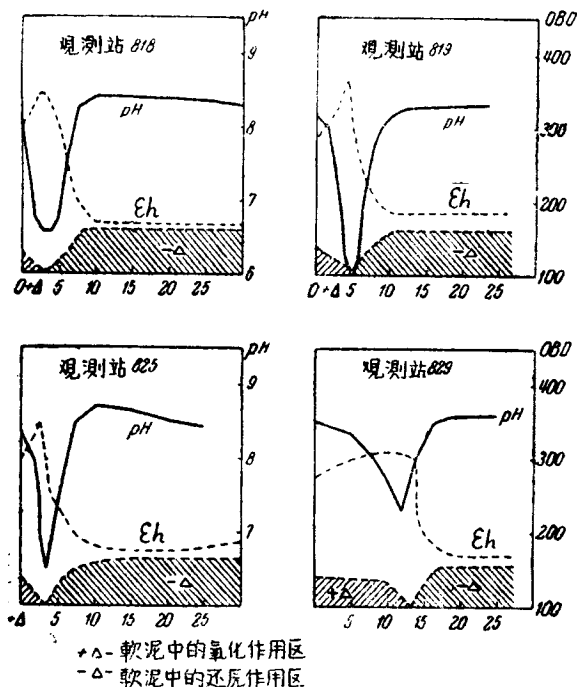


圖 5. 北海中某一个不含碳酸鹽的沉積物中 Eh 和 pH 之間的对比关系（按特罗菲莫夫 [А. В. Трофимов]）

圖例 +Δ, -Δ 之后首字原文为 Обанцов, 查系 Область 之誤 編者

在論述沉積物是化學作用和生物作用的物理-化學介質的總結中，必須承認這個介質是極其特殊的，和沉積物上面的水体有重大的不同。我們知道：沉積物顆粒越細，則游離氧的缺少和介質的還原性質越表現得突出；沉積物上層細菌含量豐富，其活躍性也相應地強烈；潛水溶液顯然地、有時特別強烈地為稀有元素——P、N、 SiO_2 、Fe 和其他元素所富集，在許多情況下並且無疑地為彼等所飽和；甚至在同一種沉積物中，物理化學指標很複雜，並具有強烈的變化，同時這些指標在濱岸砂質沉積轉變為細粒海相沉積的過渡中表現出明顯的帶狀分布，所有這些都是沉積物——化學-生物作用過程中之物理-化學介質——的基本特徵。同時，這些特徵可用來區別軟泥質溶液介質和底上水介質。這些區別是本質上的區別，我們完全可以承認：盆地中沉積物及其上面的水体是兩個併立而不同的世界。可以明白，在它們之中所進行的作用的範圍以及作用範圍內新礦物的形成都是完全不同的。因此，軟泥中成岩作用的分析及其規律性決不能以盆地水体中所特有的作用的分析和規律性來代替，反之亦然^①。

現在，讓我們研究一下，沉積物中在其成岩作用階段所發生的作用過程是什麼。

2. 在水體沉積物中所進行的成岩作用的造礦過程

能破壞從上面落下來浮游生物屍體的細菌之活動性及水底生物的有機物質是成岩作用的基本的和決定性的因素。由於這種破壞，有

① 很可惜，在不久之前的沉積岩石學討論過程中，某些沉積岩石學家（魯欣、巴拉諾夫等人）廣泛地批判了類似的代用名。我認為這混亂的原因是普什托瓦洛夫（Л. В. Пустовалов）（12）對早期成岩作用（尤其是我們所理解的成岩作用）不恰當地命名為同生作用（сингенез）。因為這個命名本質上是取消了沉積作用階段和成岩作用階段之間的界限，而把它們所具有的本質上不同的物理化學介質和過程混而為一。有很多沉積岩石學家按這個道路走而把成岩階段的礦物看作是在沉積階段中所進行的硬化作用，正相反，當然這在原則上就是不對的。為了避免現象和概念的再度混亂起見，應當不用這個和成岩作用同義的“同生作用”。沉積岩的形成階段可稱為沉積作用、成岩作用和後生作用（эпигенез），其意義在本文開始時已指出了。