

# 沉积环境与矿岩、地球化学指相标志

王英华

(北京大学)

近二十年来,综合研究地质体的各种特征,并据此恢复当时的环境及建立一系列的地质模式是地质学发展的一个重要动向。在沉积学领域内,对沉积环境的研究,也同样取得了长足以进的发展。环境的自然背景是由该区大地构造和地质历史决定的,因为区域地质背景直接地控制了很多重要的因素,如陆地和海岸,海底的坡度、介质的能量、内外动力地质作用对古代沉积作用的改造、来自沉积区周围剥蚀区的物质供给丰度及地表径流、地下水的供给和循环等。海洋、大陆和海陆交互环境中介质性质、能量、组分、物质来源和生物配置等特点均不相同,正是这些特点反映了沉积环境,从而为指相标志的建立提供了可靠的物质基础。在这种条件下,一定环境中堆积的沉积物或形成的地层,具有一定的岩性地球化学特点、生物组合和丰度、以及不同的区域地质特征。其中岩石—地球化学特征是相分析时最常使用和最有效的指相标志。

## 一、指相的岩矿指标

利用指相矿物来确定沉积相和沉积环境是最早使用的方法,如通过轻重矿物的组合和自生矿物类型的分析,可以确定物质的来源,物质动移的方式和途径、成岩和后生作用的强度和沉积环境,并再造古地理。但沉

积物或岩石成因标志的分析是一种相当繁重的研究工作,它需要详细研究沉积物的结构、构造、成分和胶结物及其它自生组分(其中应包括结核)的特征等。当将这些特征与生物、生态特征、以及地球化学特征和区域地质背景进行综合分析时,一般能够较准确地鉴别某些沉积相。到目前为止,已能使用岩矿标志有效地区分出若干沉积相。

### 1, 碳酸盐岩

近年来湖相碳酸盐岩(灰岩、鲕灰岩、鲕云岩和白云岩)的识别和解释引人注目,淡水偏心鲕云岩的发现弥补了我国碳酸盐岩类型中的一个空白。这些岩石的成分、结构、构造特点可能作为区分海湖相地层的标志。有人认为角砾化致密结核状灰岩和泥晶状泥灰岩主要是湖相产物,而偏心鲕状灰岩则是在低能淡水环境中形成的。

岩石或沉积物中方解石充填物的结晶习性亦有助于环境的判断,由于介质中镁离子的含量直接影响着方解石的晶形,故在镁离子相对较高的海相环境中,方解石多呈复三方偏三角面体或纤维状集合体;在镁离子较少的淡水中,则多呈菱面体出现(图1)<sup>[3]</sup>。

近年来,对白云岩指相意义的认识也有很大的进展,但R·L·Folk和L.S.Land在研究了从淡水到超盐水的不同盐度的水介质中原生白云石形成的机理后指出:与传统

的观点相反,在 $Mg^{++}/Ca^{++}$ 比值较高的条件下,低盐度的介质反而有利于白云石的形成。这是因为在 $Mg^{++}/Ca^{++} > 1$ 时,水中杂质的减少(低盐度)对有序白云石形成的干扰效应降低,有利于白云石缓慢而充分地晶出。<sup>[3]</sup>这样的条件所反映的是海水与淡水(对径流或大气淡水)经常交替的变盐环境。

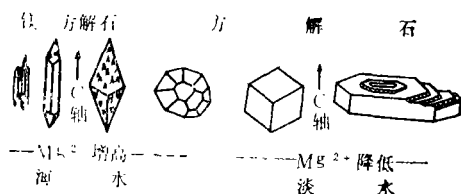


图1 不同水质条件下方解石结晶形态(摘自 Folk 1974)

1977年笔者曾于广西涠洲岛海滩岩找到过这种白云岩。海滩岩位于抬升的滨岸地带,其上覆有5—25公分厚的松散海滨砂。由于抬升作用,海滩岩已高出现代海约3—5公尺,除特大风暴和由风力搬运的海水泡沫外,一般情况下海滩岩已脱离了与海水的直接接触,但泵吸作用仍明显地影响着海滩岩的成岩作用。大气降水具有明显的季节性,全年雨量集中于六、七、八月。因此这里是典型的海水和大气降水交互作用带。这个海滩岩中的中部岩石是由菊花珊瑚、蔷薇珊瑚、鹿角珊瑚、标准蜂巢珊瑚、腹足类和牡蛎等碎屑和陆源石英砂组成,在它的孔隙中分布有完整菱面体晶形、半透明洁净的白云石,部分细晶级的白云石则以集合体的形式作为胶结物分布于粒屑之间。显然,这些白云石是我国南海干旱、炎热而周期性地受大气淡化影响的滨海或潮滩沉积环境的典型指相矿物。

## 2. 自生矿物

自生矿物常具有十分重要的环境意义。

通常认为自生长石、沸石是湖相沉积的标志;鲕绿泥石和海绿石等矿物则是弱氧化、个别可能是弱还原条件下海相的产物,特别是在沉积速度缓慢的海底,这些矿物最易生成。北海、雷州半岛一带第四纪海相沉积物中经常出现的海绿石就是在这种条件下形成的自生矿物。同济大学海洋地质系在长江口外的海滨砂中曾找到少量的海绿石,在河口砂坝砂中则发现了鲕绿泥石,但在河床砂中却从未发现此类矿物。同样,根据阜宁组地层中普遍含有海绿石,考虑到岩性、地球化学等其它标志而认为金湖凹陷中阜宁群的沉积环境为海浸影响下的河口湾环境。<sup>[2]</sup>

## 3. 粘土矿物

虽然目前尚不能以粘土矿物确切地定相,但在分析环境时,粘土矿物的组合类型及其某些粘土矿物含量变化的规律仍在相分析中具有重要的参考意义。由于高岭石是在陆相酸性环境中形成的,在海水的碱性条件下,既不可能形成,也不可能长期保存。故蒙脱石—水云母大量出现并缺乏高岭石的矿物组合,可反映海相沉积环境,而一般认为自生水云母是海相环境特有的矿物。

在陆相泥岩大量分布的地区,泥岩中高岭石的含量在纵向和横向上均有明显的变化规律。通常在同一环境下沉积的同一层泥岩中,高岭石在水平方向的含量变化很大,从而反映了物质来源的差异和环境的变化。在不同环境下沉积的泥、页岩中,高岭石含量在纵向上具有共同的旋回性变化规律,这种规律一般能反映沉积期古气候的特点和构造运动的变化规律。

一般,高岭石具有两种成因类型。一种是作为碎屑胶结物的自生高岭石,它们多呈六边形的自形晶出现,并在成岩作用或后生作用阶段形成。这类高岭石的普遍出现,反映炎热潮湿的气候和酸性的介质条件,应是

重点研究对象之一；另一种高岭石，多见于泥、页岩中，呈碎屑状，晶形不整并具磨蚀痕迹。它们显然是经介质搬运、来自剥蚀区的细粒碎屑沉积物的一部分，应称为非自生（或他生）高岭石，个别文献中则称其为碎屑高岭石。这种高岭石反映了沉积盆地构造运动的性质，对碎屑物质最终风化强度的影响和控制作用，以及介质的性质和能量。故它在平面上的分布应与沉积相带位置有关（图2）。<sup>[4]</sup> 沉积物的最终风化强度不仅是古气候条件和构造条件的函数，而且也直接影响了细粒沉积物中不同成因类型高岭石的丰度。据此可以认为，泥岩中碎屑高岭石含量的多少，可反映沉积物形成时遭受化学风化作用的强度和沉积期的环境，不同时期中它们含量的变化规律则可作为区域或小区地层对比的标志。

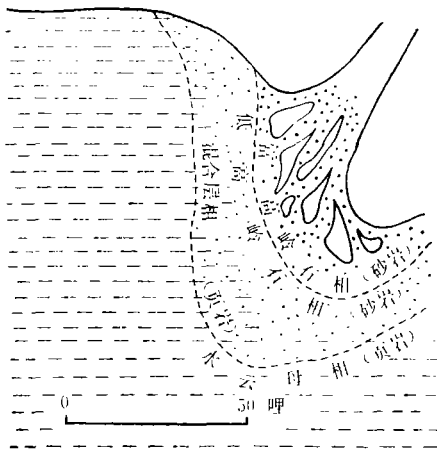


图2 粘土矿物理想沉积模式（据Smoot1960）

其它粘土矿物，如水云母、蒙脱石、绿泥石等，由于其形成多受水化学特点的控制，在一定条件下，还可作为水介质盐度的指示剂。根据现有资料可将岩石中粘土矿物与介质环境的关系综合为表1。

值得注意的是，粘土矿物形成环境的反映虽较其它矿物灵敏，但影响和控制粘土矿物分布的因素比较复杂，除构造运动性质，

陆源区母岩成分、古气候条件、介质性质等因素外，成岩和后生作用也强烈地改变着粘土矿物的形成和转化。因此目前在利用粘土矿物指相或进行小区地层对比时，只考虑矿物组合或其含量的多少，常常得不出正确的结论。但某些粘土矿物，如高岭石、蒙脱石等在纵向上的旋回性变化规律却可以明显地反映出古气候和构造运动演化的模式。

表1 不同环境中粘土矿物的分布

环境因素		粘土矿物分布特点
气候	热带(炎热、潮湿、多雨)	富高岭石、埃洛石等
	温带	蒙脱石、贝得石为主
	寒带	水云母为主
盐度	咸水	水云母为主
	半咸水	水云母、蒙脱石为主
	淡水	高岭石、蒙脱石等为主、亦可有水云母
介质酸度	弱酸性	高岭石为主
	弱碱性	蒙脱石为主
母岩性质	基性岩	蒙脱石为主
	酸性岩	水云母、高岭石为主
	中生代以前的老地层	多无高岭石、蒙脱石、以水云母为主
	较新地层	受各种因素控制而组合复杂

在进行沉积环境的综合分析时，主要研究下列特征：

(1) 沉积物或岩石的结构（沉积颗粒的形态、大小、含量、分选及磨蚀情况和岩石的表面性质等）；

(2) 岩石的构造（层面的、层间的及颗粒的分布方式等）；

(3) 矿物成分及矿物共生组合的研究（造岩矿物、重矿物或副矿物、自生矿物及次生矿物的综合分析等）；

(4) 岩石中胶结物或基质的研究（胶结物的成份和胶结类型等）；

(5) 岩石成因—结构类型的确定及岩类组合、沉积韵律的研究等。

## 二、指相的若干地球化学标志

地球化学方法是研究沉积环境的有效方法。这种方法不但已被肯定,而且由于用地球化学标志区分海、陆相地层,特别是用来区分同环境下不同沉积期的沉积物具有明显的效果,因而得到广泛地应用和发展。

### 1. 微量元素:

目前在应用微量元素分析古环境方面,已有了突飞猛进的发展。除常用某些元素的对比值,如Ni/Co、Mn/Ba、Cr/V、B/Ga、Sr/Ba……和烃类化合物的成份等作为海、陆和过渡相的区分标志外,许多微量元素如B、Sr、Ga、Rb、Ni、Mn、Ba、Na、K、Re、V和O、C、S等作为指相标志也愈益受到重视,其中较为成熟的是B、Ga、Rb、Sr、F、V、Ni等微量元素。它们不仅在区分海相和淡水陆相时具有很大意义,同时也是反映古沉积介质盐度的灵敏指示剂。

现已证实碳酸盐岩中Sr的含量随高镁方解石、文石向低镁方解石的转化、粘土矿物含量和介质盐度的增高而加大。这就是说岩石中Sr的含量除随地质年龄的由老变新而不断增高外,其含量的变化尚与成岩、后生作用强度和该岩石的形成环境有关。在现代沉积中,礁相灰岩中的Sr含量远大于非礁相的石灰岩;而在古礁相灰岩和非礁灰岩中,Sr含量的变化规律则恰好相反(表<sub>2</sub>)。虽然这一现象的理论解释尚不完善,但已能用来区分碳酸盐岩中的礁相和非礁相岩石了。

此外,我们发现在广西贵县沙村附近的岩关阶碳酸盐岩中,凡富含蒙脱石等粘土矿物较多的含生物泥晶灰岩中,Sr的含量亦较该地纯泥晶灰岩高。

综合国内外部分有关资料,可将常用指相微量元素和元素对比值的大致分界值列表<sub>3</sub>:

表<sub>2</sub> 礁灰岩和非礁灰岩中Sr含量的对比(P.P.m)

研究者	日本相良地区新第三纪礁灰岩	同地区非礁灰岩
藤贯正, 1977.	12 961	1619
弗里格尔等 1963	古相礁灰岩 300—400	古相非礁灰岩 1800
鲍什, 1965	200	600
切斯特, 1965	67	500
弗里格尔等 1967	100—200	500—3000
Ni/Co	>25	<10

(据藤贯正资料综合编制)

E·T·Degens和岛田等人(1957—1963)更以大量样品的测定结果为依据,作出了B—Ga、B—V的沉积相图(图3、4)和以B、Ga、Rb三元素为端元组分反映海、陆和过渡相的三角形沉积相图(图5)。

目前,这些图件已被用来作为标准底图使用,在工作中可将某地区某层段样品的分析数据(光谱半定量或化学全分析数据)投影于上述底图之上,以判断该样品的形成环境。国内一些研究单位试用此法时,效果是较为明显的(图6)。事实证明:B、Ga、Rb在区分淡水页岩和海相页岩上是有用的。同样,B、Li、F和Sr富集在海相页岩中,而Ca和Cr则富集在淡水页岩中。

### 2. 沉积磷酸盐法测定古盐度

1967年B·Nelson提出了用沉积磷酸盐分析法来测定沉积物或沉积岩的古盐度,其根据是河湖相淡水沉积物中的磷酸盐主要是

表 3

常用地球化学指相组分分界值

指相微量元素或元素对	海相	陆相	过渡相	国内实例				
				松辽平原白垩系湖相地层	广西企沙现代海滨泻湖软泥	太湖、洪泽湖水	东海、黄海的底质软泥	明显受海水影响的黄浦江水
Cl-(%)	1.9	0.3		0.019—0.023	24			
Ga(P.P.M)	< 8	> 17		> 17	2—4			
Ni ”	> 40	20—25		< 40	72			
B ”	> 100	< 100	< 100	< 100	187			
Sr ”	800—1000	100—300		300	1200			
Sr/Ba	> 1	< 0.6			1.2			
B/Ga	> 20	< 4			27	< 4	10	4—10
Cl/Br	293	24.0—27.6						
资料来源	综合			参考文献[8]	北大地质系	同济大学海洋地质系		

根据表 3 内的分界值,大庆科学研究设计院石油地质研究所论证了松辽盆地白垩纪沉积的陆相特征;同济大学海洋地质系等单位则讨论了金湖凹陷阜宁组的沉积环境,并提出了阜宁组二段、四段具有海水浸进和河流注入的双重沉积特征。笔者则用现代泻湖软泥验证过上述指相标志。

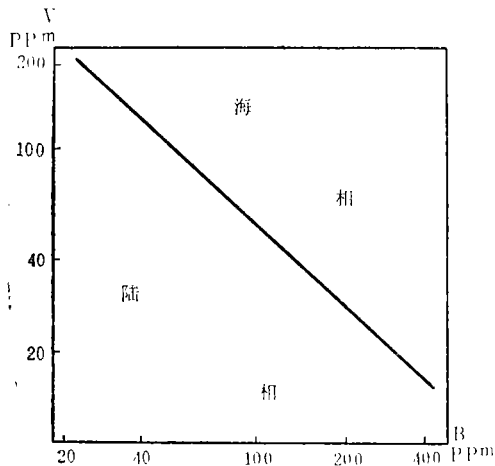


图 3 B—V含量关系图 (据Degens等1963)

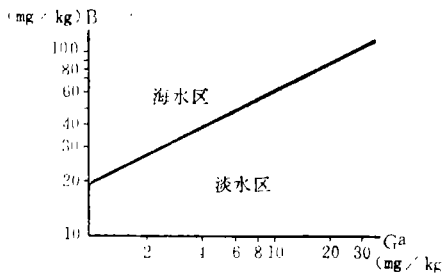


图 4 B—Ga含量关系图 (据Degens等1963)

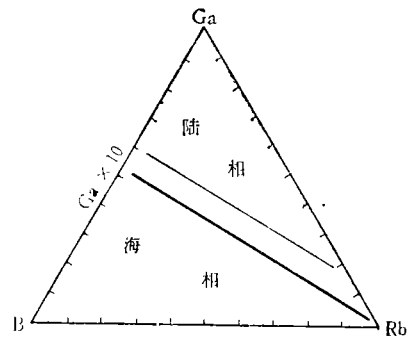


图 5 Ga—B—Rb含量关系图(据岛田等1963)

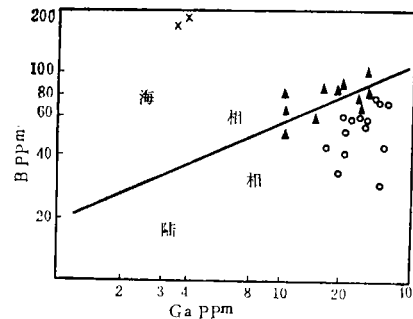


图 6 我国不同时代沉积物中B—Ga含量在标准底图上的投影

- ×现代滨海泻湖软泥 (广西)
- ▲金湖凹陷阜宁相二段
- 松辽平原白垩系

FePO<sub>4</sub>, 海相沉积物中则几乎全是Ca<sub>3</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub><sup>[5]</sup>。求出Ca<sub>3</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>和FePO<sub>4</sub>的含量及Ca/Fe+Ca的相对比值,即可反映沉积时水体的盐度。目前,这种方法在欧美许多地区中,从古生代至全新世地层中都曾大量应用这一方法,虽然干扰因素的校正尚待进一步研究,但仍不失为颇有前途的测定古盐度的新方法。

同济大学等单位曾对我国渤海、东海、黄海和西湖、巢湖、鄱阳湖等50余个样品进

行了磷酸盐的分析,其结果表明:样品中FePO<sub>4</sub>或Ca<sub>3</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>中磷的含量,尤其是二种组分中含磷量的比值(PCa/PFe)均与盐度密切相关(表4)。他们在应用此法研究苏北阜宁群二、四组沉积岩样品时,同样取得了显著的效果,查明了这些有争议的沉积样品的海相沉积特征<sup>[6]</sup>。海、陆相沉积物中FePO<sub>4</sub>和Ca<sub>3</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>的含量以及Ca/Fe+Ca比值的变化不仅由于表4所示那样显著地作为区分海、陆相沉积的标志,而且也可以根据其变化趋势(不是含量)作为同一沉积相区或异地相的小层对比标志。

表4 磷酸盐含量对比表

沉积相	FePO <sub>4</sub> 中磷的含量(P.P.M)或相应的FePO <sub>4</sub> 克分子数	Ca <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> 中磷的含量(P.P.M)或相应的Ca <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> 的克分子数	Ca/Fe+Ca
海相	低	高	>0.8
陆相	高	低	<0.6

### 3. 稳定同位素

自然界中各种地质体和不同自然环境有着各种的稳定同位素成分,它既可反映当时的成岩过程,也可用来区别不同的地质背景(图7)。利用氧、碳等同位素在沉积物中含量的变化可以查明沉积介质的性质、盐度、温度、物质来源、生态环境因素,因此利用同位素分析研究沉积环境是近年发展较快和颇受重视的方法。

由于氧同位素的分馏主要受温度控制,所以根据介壳化石的O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup>的比值可以确定古水温。矿物中某些同位素年龄的测定,可用来确定沉积物的来源和判断沉积速度。硫同位素的研究更有意义,在海相碳氢化合物中S<sup>34</sup>/S<sup>32</sup>的比值几乎不变,而在湖

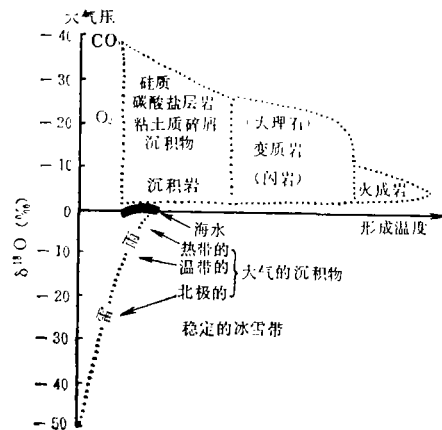


图7 各种沉积物和岩石的δO<sup>18</sup>值(据G.D.Garlick, 1969)

相地层中S<sup>34</sup>/S<sup>32</sup>的比值变化甚大。因而利用S<sup>34</sup>/S<sup>32</sup>的比值可以确定其成因或沉积环

境。在个别情况下，还可利用  $Mg^{26}/Mg^{24}$  及  $Ca^{46}/Ca^{45}$ /总Ca的比值来研究沉积环境。

H·A·Lowenstam (1961, 1964) 除了利用了Compston的样品外，又精选了石炭系地层中的腕足类化石作为样品，经氧同位素比值测定获得下石炭纪的古水温为  $25-30^{\circ}C$ ，二迭纪的古水温则为  $7.7^{\circ}$  和  $11-26^{\circ}C$ ，这一高一低的两个数值恰好反映了当地二迭纪时冰川的影响。

用氧同位素比值法测定中生代古水温的

表5 中生代古水温变化趋势

地质时期 古水温	侏罗纪			侏罗纪末期—白垩纪初期	白垩纪	
	初期	中期	晚期		中期	晚期
$^{\circ}C$	25—27	20±	22—23	15—20	20±	13—19

F·H·Dorman, (1968) 综合了样品分析量最多的欧洲地区的测试数据，结果发现欧洲地区中生代古水温的变化大体是一致的，但与美国澳大利亚等地相比则有地区性差异。虽然Dorman曾用大气中 $CO_2$ 含量的变化、当时古地理的差异以及大陆的分割和移动等因素加以解释，但直到目前为止仍被认为未能从根本上阐明这种差异的原因。大量实例说明，古水温的变化常与当时生物群的发育程度有一定关系。由于海水的盐度和酸碱度直接影响着生物群的变化，所以这些古环境因素也必然影响样品中稳定同位素的含量而与最终测定结果相关。

新生代第三纪古水温的研究工作是以澳大利亚和新西兰地区为中心进行的，并多以瓣鳃类化石为样品，有时也利用有孔虫作为样品进行氧同位素比的测定。有意义的是大致在60年代后期由不同学者所测定的古水温，大体上都是一致的(图8)，其总的趋势为始新世中期古水温较高，从始新世末期至上新世初期古水温较低( $12-13^{\circ}C$ )，当进

资料甚多。由于箭石具有分布广泛、壳体坚硬而易保存、易于鉴定和分辨有无重结晶现象等特点，故多采用箭石化石为样品进行测定。

R·Bowen, 研究了世界各地的箭石化石，测定了中生代的古水温，并于1966年出版了介绍氧同位素方法及其研究历史和成果的专著。综合世界各地箭石测定结果，可知各地区侏罗纪—白垩纪时古水温的变化总趋势(表5)。

入更新世时则全部为低温。中间中新世时温度最高，部分测量结果可达 $20-25^{\circ}C$ 。

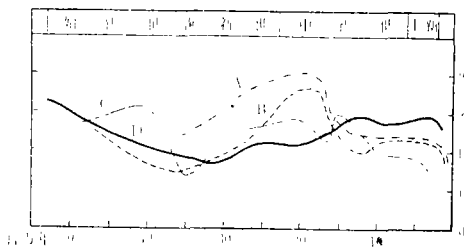


图8 澳大利亚、新西兰和太平洋西北的古温度曲线

- (A)、(B)—澳大利亚(据Dorman, 1966)；
- (C)—新西兰(据Derereux, 1967)；
- (D)—太平洋西北岸(据Douglas等1971)

众所周知，生物群的分布规律和生态特征可直接用来判断沉积时介质的盐度、温度和深度。但应用生物硬体的氧同位素比值测定古水温则更为具体、准确。这种方法具有物化学原理明确、能以具体数值表现古水温的优点。此外，不仅化石可作为测定样品，

其它含氧的沉积物，如碳酸盐矿物、铁和锰的氧化物等亦可作为样品，这种方法应用范围甚为广泛。

应用生物硬体组织中的氧同位素比值求得的古水温可反映该生物的生活环境。C·Emiliani通过多年(1955—1970)对浮游性有孔虫的 $\delta O^{18}$ 的研究绘制了第四纪以来的海水水温变化曲线(图9)，这条曲线适用于加勒比海、太平洋、大西洋和地中海。通过这条曲线不难看出，距今45万年以来的这段时间里，共发生了七次温差约达 $8^{\circ}C$ 的周期性变化，作者认为这些变化正是冰期和间冰期的具体反映。

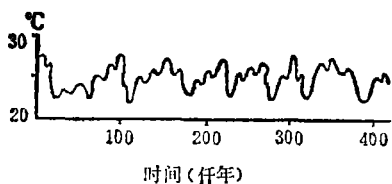


图9 加勒比海中部海面水温曲线  
(据Emiliani, 1972)

增田富士雄等人(1972)以更新统的瓣鳃类化石的外层为样品，通过 $\delta O^{18}$ 的测定，求出了古水温的季节性变化曲线(图10)。从曲线中可以看出，在化石中长2公分的测定范围内共呈现了三次周期性的寒暖变化，其温差约为 $6^{\circ}$ ，贝壳上纹饰密集或连续延长处均与低温点相符<sup>[9]</sup>。

大量 $\delta O^{18}$ 的综合分析资料表明，用 $\delta O^{18}$ 方法测得的水温变化规律，与使用古地磁、古生态学及生物组合等方法所获结论基本相符。G·Wollin等(1971)曾将古地磁强度和倾角变化曲线与 $\delta O^{18}$ 古水温曲线和生物丰度曲线进行对比，结果发现这些曲线完全一致，因而认为古地磁强度的变化可能是改变古气候的重要因素(图11)<sup>[9]</sup>

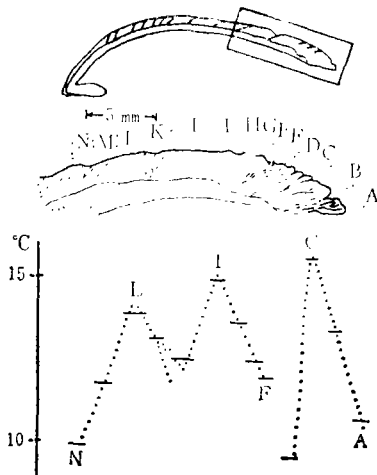


图10 以Glycymeris yessoensis为样品所测得的古水温季节性变化曲线  
(根据田富士雄1972)

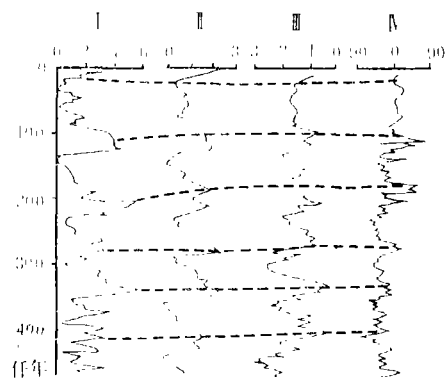


图11 氧同位素古水温曲线与古地磁强度  
磁倾角曲线的比较

- I—有孔虫(Globorotalia menardii)丰度曲线;
- II—有孔虫(Globigerinoides rubrameas-ired) $\delta O^{18}$ ‰曲线(以上二曲线据Donk, J.V资料1970);
- III—古地磁磁强度(EMu/gr $\times 10^{-6}$ )曲线
- IV—磁倾角变化曲线(以上二曲线据Wollin等, 1971)



表 7

广西涠洲岛现代白云石中的 $\delta O^{18}$ 和 $\delta C^{13}$ 的含量(‰)

样品号	样品名称	$\delta O^{18}$		$\delta C^{13}$ (PDB)
		SMOW	PDB	
QYO-5	白云石	+12.84	-17.11	-4.67
QYO-6	白云石	+12.83	-16.76	-4.57
QYO-7	白云石	+12.40	-17.30	-4.66

涠洲岛现代白云石氧、碳同位素成份的测定结果(表 7)表明该白云石中的 $\delta O^{18}$ 具有高正值( $\delta O^{18}$ )则具低负值。以 H·Craig 所提供的 $\delta O^{18}$ 与盐度的关系曲线为参考,可大致估计这种现代白云石形成时的盐度低于正常海水盐度,应是变盐环境中的产物。

总之,在划分地层和研究各种沉积相时经常使用的分层、划相标志很多。岩矿—地球化学标志中也绝不仅限于上述的若干方

法,但对属这一范畴内的岩石结构、构造、岩性组合、氯离子浓度测定, C、Sr、Ca 等同位素分析方法,或因其属于常规方法而为大家所熟知,或因目前资料较少尚不成熟而不再详述了。

本文承北京大学地化教研室同位素实验室代为分析氧、碳同位素、特致谢意。

(收稿日期:1980.2.4)

#### 参 怀 文 献

- [1] 地质科学院情报所:《岩相古地理研究及编图方法》1975
- [2] 严钦尚等:“苏北金湖凹陷阜宁群的海浸和沉积环境。”《地质学报》1979年 53卷 1期
- [3] Folk,R.I,等:“Mg/Ca Ratio and Salinity:two Controlsover Grysallization of dolomite” AAPG Vol. 59 No 1.1975
- [4] Soot,T.W.: “Clay mineralogy of Pre-Pennsylvanian Sandstones and shales of the Illinois Basin—J. Ill. st. Geol. Surv. circ. 293.1960
- [5] Nelson, B: “Sedimentary Phosphate method for estimating Paleosalinity” science, Vol.158 No3803, 1967
- [6] 王益友等:“几种地化标志在金湖凹陷阜宁群沉积环境中的应用”《同济大学报》1979 第2期
- [7] Degens,E.T.等:“Environmental studien of carbo-niferces sediments” Bull Am Assoc. Ptwo J Geol. Vo1410. 1957
- [8] 岛田:《浅海地质》 1963