中 国 科 学
1983 年 12 月　　B 辑　　第 12 期

中国碳酸岩中层控矿床的沉积环境

陈先沛　　高计元
（中国科学院地球化学研究所，贵阳）

摘　　要

本文讨论了我国各地质时代中的碳酸岩的发育、演化及其中的层控矿床．碳酸岩的时空分布具太古代和中新生代较少，元古代和古生代多；西部褶皱带少，东部陆台区多的特点．它们主要是在浅水环境下沉积的，太古代碳酸岩为化学沉积；元古代多与藻类的生命活动有关，白云岩占绝对优势；古生代及部分中生代主要是生物及生物化学沉积，灰岩多于白云岩．元古代以后，生物礁滩开始发育．

我国许多重要金属和非金属矿产均以碳酸岩作为含矿围岩．谭顺道（1981 年）统计了我国十个金属矿种在碳酸岩围岩中的分配比例，其中九个矿种（Cu，Pb-Zn，Hg，W，Sn，Mo，Fe，Mn）的矿床个数超过 50%；六个矿种的储量比例超过 50%；有四个矿种（Pb-Zn，Hg，Sn，Mn）的储量比例超过 80%．可见深入研究我国碳酸岩的地质地球化学特点，对掌握我国有关矿床的成矿规律具有一定意义．

一、各时代碳酸岩的沉积环境特点及其中的层控矿床

1. 太古代的碳酸岩

我国太古代或相当太古代的地层分布在北方，均遭受过较强的变质作用．太古代的碳酸岩都已变质为大理岩类，并较广泛地分布在华北地区的边缘．最具代表性的地层是太行山和五台山区的阜平群．据典型剖面的计算，阜平群中大理岩类和变质的碳酸质岩石约占总厚度的 20%．

阜平群的剖面结构具有较好的旋迴性，大理岩类处于旋迴的上部．阜平群由多个浅粒岩类-片麻岩类-大理岩类及变质的碳酸质岩石的旋迴所组成，因而大理岩以多层形式出现，单层大理岩的厚度为十几米到几十米，少数超过 100 米．在区域上大理岩层比较稳定，可作为地层划分和对比的标志层．

太古代大理岩成层性很好，不纯的大理岩中常见毫米级韵律．大理岩类为中粗粒结晶岩石、块状或层状构造．由于深度变质使沉积岩的结构构造标志大多消失．个别地区曾在大理岩中见到变斜的斜层理（如下口），斜层理为单向型，层系厚度几一十几厘米，可反映沉积时浅水水流情况．

阜平群大理岩类的化学成分分析表明它们属于纯的方解大理岩或白云大理岩，在 CaO-

本文 1982 年 8 月 23 日收到．

MgO 的关系图上，分析点集中在方解石和白云石理论成分的附近，其间缺乏钙镁质的过渡性岩石(图 1)．将大理岩的 CaO/MgO 比值按剖面位置排列，显示方解大理岩在阜平群剖面的下部和上部，白云大理岩集中在剖面中部．尽管目前分析的数量还较少，这个结果与苏联阿尔丹地盾上太古代大理岩的化学成分和剖面变化趋势是一致的[1]．

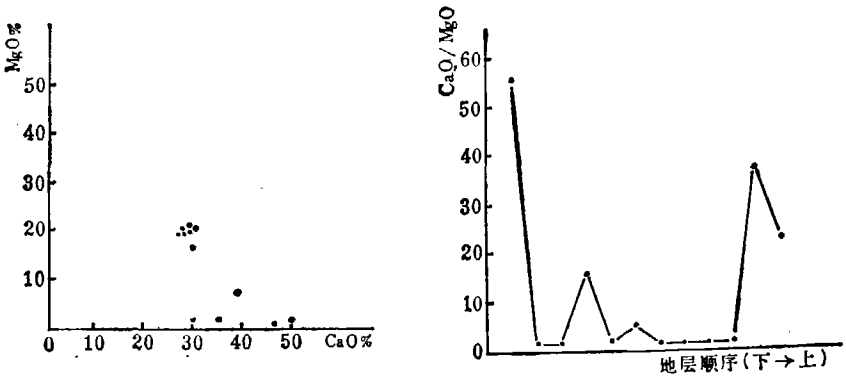


图 1 太古代大理岩 CaO-MgO 成分关系和 CaO/MgO 比值剖面变化
(据区测队分析资料作图)

与阜平群相当的界河口群出露于西邻的吕梁山区． 界河口群也主要由沉积变质岩组成，大理岩仅占剖面厚度的 2% 左右．与阜平群比较界河口群的旋迴性和韵律性较差，大理岩的数量和比例也大为减少．但有较多的含有机质高的变质岩石，如石墨大理岩、石墨片麻岩、石墨片岩等．同时在含大理岩的层系中有大致顺层贯入的超基性岩体群，超基性岩体总数超过 500 个．从阜平群和界河口群(变质沉积岩为主的，地区上也紧相邻)剖面比较来看，可以认为它们代表着太古代沉积盆地内的不同部位．阜平群地层的旋迴性、韵律性、浅水标志等特点说明处于较浅水部位；界河口群的旋迴性、韵律性差、含有机质等代表相对水深的环境．这个推测如果是合理的，那末，太古代的碳酸岩也趋向于发育在沉积盆地的浅水部位．

我国北方还有一些不整合于太古界之上的地层，如五台群、宽甸群等，其同位素年龄相当于下元古界(20—24 亿年)，但对年龄数据的解释尚有分歧．从这些地层变质较深、混合岩化作用较强、火山岩发育和独特的含矿特征(五台群阿尔果玛型条带铁矿，宽甸群富硼的碳酸岩系)等与苏联阿尔丹地区和北欧老岩系对比可知，仍有可能属于太古界，或部分可能属太古界．五台群几乎不含碳酸岩类，宽甸群的碳酸岩相当发育．宽甸群为变粒岩-浅粒岩-大理岩组合．在剖面上表现较好的旋回性．大理岩类处在整个剖面的中上部位和每一旋回的上部，并趋向于地质构造的隆起部位．大理岩类也包括方解大理岩和白云大理岩两类，前者主要在剖面下部(一段)，而白云大理岩在剖面上部(三段)(张维芳等，1980 年)．宽甸群大理岩类中还较少见到迭层石构造．

太古代的沉积盆地的基底是薄地壳性质，盆地的地形起伏反差不大，水介质的温度可能较高，强还原的酸性介质，缺乏生物．在这种环境中的碳酸岩为化学沉积．纯化学方式的沉积过程决定了方解石与白云石有良好的分异，较少出现钙镁质过渡性岩石．从碳酸岩的剖面分布推测白云石是太古代海盆的正常沉积物，因而白云大理岩处于剖面的中部或中上部，分布量也

更广泛，而方解石沉积在盆地的局限环境，即盆地的边缘部位.

太古代碳酸岩中主要的层控矿床或矿源层是镁质条带铁矿(下口)、菱镁矿，它们都与白云岩类有关. 上述矿床在沉积时期就已成矿了，其后的区域变质和更晚的地质作用使原有矿床受到影响. 太古代碳酸岩中较次要的层控矿床是金矿和铅锌矿（西榆皮），这两种矿是碳酸岩矿源层经受变质，混合岩化或改造作用而成为矿床的.

2. 元古代的碳酸岩

我国北方太古界在 25 亿年前后遭受区域变质、混合岩化及花岗岩的侵入而完成陆核化的过程. 元古界在陆核上和陆核周围沉积. 我国北方元古界发育时间较早，碳酸岩类较多，代表性的地层为滹沱群、南口系、蓟县系、辽河群；我国南方元古界发育较晚，只到元古代末期才大面积形成碳酸岩——南方震旦系.

元古界的碳酸岩与砂砾岩、细碎屑岩组合成陆屑（源）碳酸盐建造，砂砾岩⟶细碎屑岩⟶碳酸岩的岩序比较稳定，空间上碳酸岩的可对比性较强. 在元古界的剖面旋回结构中，碳酸岩均处在旋回的中部或中上部位.

元古界碳酸岩的岩石类型主要是藻碳酸岩、藻白云岩占有绝对优势，但也有少量的藻灰岩. 元古界碳酸岩中碎屑碳酸岩、包括碳酸盐藻屑和内碎屑也有广泛的分布. 元古界碳酸岩的形成与藻类生物关系特别密切，属于藻类生物生命活动过程中生物化学作用，而成固定的碳酸盐矿物堆积.

元古界碳酸岩化学成分的资料较多. 下元古界滹沱群碳酸岩的化学分析资料综合在图 2 中. 由图可知，下元古界碳酸岩以白云岩占绝对优势，灰岩较少，钙镁质过渡性的碳酸岩的比例仍然很低，这些特点与太古代碳酸岩类似. 滹沱群碳酸岩 CaO/MgO 比值的剖面变化，显示灰岩类处于剖面的中上部位，这种分布恰好与太古界阜平群中碳酸岩剖面情况相反.

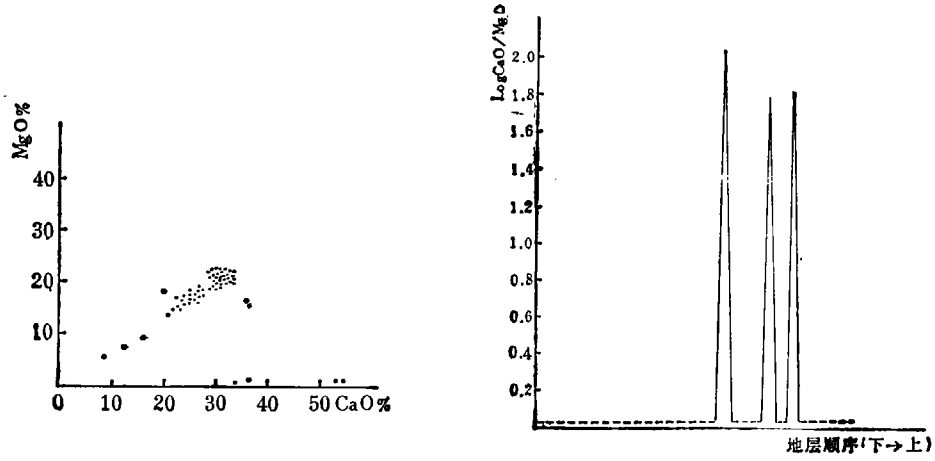


图 2　下元古界滹沱群碳酸岩 CaO-MgO 关系图和 CaO/MgO 比值的剖面变化
（据区测队资料补充作图）

中上元古界的北方震旦地层碳酸岩特别发育，据叶连俊等[2,3]资料，碳酸岩的累计厚度超过 5,000 米，白云岩占优势，已较多的出现钙镁质过渡性的岩石. 剖面上碳酸岩分布的总趋势是灰岩较集中于下部和上部，白云岩主要在剖面中部，但就每一个沉积旋迴来说，灰岩类又多

出现在旋迴的中上部位(图 3). 震旦地层碳酸岩的剖面分布恰好综合了太古代碳酸岩和下元古代碳酸岩的分布特点.

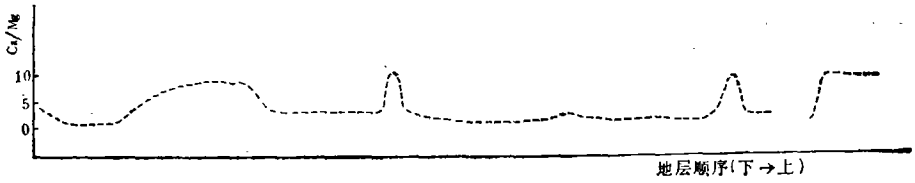


图 3 震旦地层碳酸岩化学成分的剖面变化
(据范德廉等 1977)

南方晚元古代震旦系的碳酸岩基本为白云岩、藻白云岩亦特别发育.

我国东部地壳均在元古代时期先后完成克拉通化,北方时间较早(约 20 亿年前后),南方较迟(约 8—9 亿年前后),到元古代末已形成了包括我国南北方的中国陆台. 地壳的稳定化有利于碳酸岩的发育. 我国元古代碳酸岩的广泛分布与中国陆台克拉通化有密切关系. 元古代的沉积盆地具有非常明显的过渡性质,除上述的基底逐步固化外,介质氧化还原和酸碱度的转化——由太古代的还原,酸性介质到元古代的氧化,中到弱碱性介质, 气候分带性的出现等是典型的表现. 元古代碳酸岩, 特别是藻白云岩的发育可能与这个地史阶段的背景演变有密切的关系.

元古界碳酸岩中的层控矿床或矿源层也有独自的特点. 最具代表性的是碳酸盐铜矿和稀土铁矿. 元古界的碳酸盐铜矿在世界上也是重要的类型,如加丹加铜带,我国东川的铜矿能与之对比,它们均与白云岩或白云质岩石有关. 碳酸岩中的稀土铁矿,如白云鄂博也主要产在白云岩中. 此外元古界碳酸岩中还有一些铅锌矿床,如关门山的铅锌矿.

3. 古生代的碳酸岩

中国陆台经元古代的克拉通化后,已经形成稳定的硅铝质地壳,地壳活动已趋缓和,有利于碳酸岩的发育. 中国陆台大面积的造陆升降运动造成了多旋回的沉积层, 碳酸岩发育在旋迴的中上部位并与细碎屑岩类有密切的伴生组合关系, 反映岩石的分异程度进一步增强. 在碳酸岩特别发育的中国陆台南部, 碳酸岩的累积厚度可达万米. 古生界碳酸岩最发育的时期是寒武纪、奥陶纪、泥盆纪、石炭纪等,志留纪及二迭纪碳酸岩相对较少. 我国西部的古生代褶皱带碳酸岩多存在于活动性已相对减弱的剖面上部.

古生界碳酸岩的岩石类型非常复杂多样, 在不同的剖面上几乎各种主要的碳酸岩都可能出现,甚至可以成为剖面的主要部分. 就古生界的总体而言, 以生物碎屑灰岩、碎屑灰岩占优势,礁灰岩常可出现,沉积白云岩的数量已大大减少,分布范围也大多较局限,但也有一些以白云岩为主要类型的剖面,如黔北的寒武系、奥陶系;湘、粤的中上石炭系等. 古生界更多出现的是各种白云质灰岩或钙质白云岩,这些岩石多是白云岩化的产物.

对我国南方层控矿床较多的中、上泥盆统碳酸岩岩石化学的分析结果(图 4), 反映中、上泥盆统以灰岩类占优势,并出现相当多的钙镁质过渡性岩石. 这可作为古生界碳酸岩的代表,其特点明显的不同于前述的太古代和元古代的碳酸岩的岩石化学特点.

碳酸岩类在中、上泥盆统剖面上的分布亦具有多种形式. 粤北地区中、上泥盆统碳酸岩剖

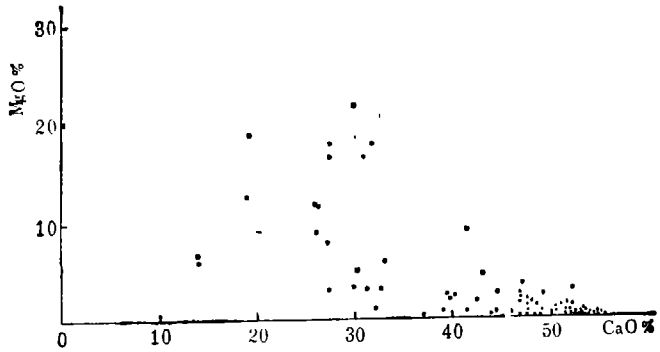


图 4　中国南方中、上泥盆统碳酸岩 CaO-MgO 关系图

面的下部和上部是白云岩或白云质岩石，而剖面中部基本上是灰岩类．这种类型的剖面代表海浸初期或海退时期，在局限性的浅水环境中形成白云岩或白云化岩石．另一类型是桂北地区的剖面，在近千米厚的碳酸岩中，全部是灰岩（图 5）．

古生界碳酸岩的岩相变化很大，几乎在碳酸岩形成的各个时期，都有代表不同沉降幅度和不同地形起伏情况的相带复杂交替，其中可分出浅水的碳酸岩为主的台地相和水较深的碳酸岩较少的盆地相．这两类沉积特点不同的类型频繁交替，使得剖面的岩性对比在小区域范围内亦有困难．古生界碳酸岩的这种复杂交替状况与沉积盆地基底的差异式构造活动有关，而生物礁滩在有利地段的发育反过来又加剧了岩相的差异．

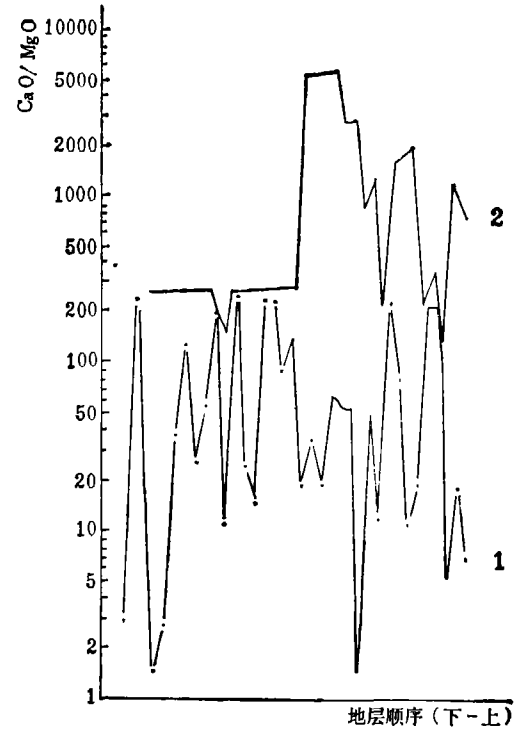


图 5　南方中上泥盆统碳酸岩 CaO/MgO 的剖面变化

1. 粤北；2. 桂北．

与古生界碳酸岩岩石类型和岩相环境的复杂多变相适应，产于碳酸岩中的层控矿床也表现了多样化的特点．我国一些著名的丰产金属或非金属矿，如汞、锑、铅锌、钨、菱铁矿、硫铁矿等均产在或主要产在古生界的碳酸岩中．层控矿床的产出与碳酸岩岩相环境有密切的关系，许多矿床在礁相碳酸盐环境中发育．含矿岩石可以是灰岩类，也可以是白云岩或白云质岩石．矿体多产在岩相的过渡部位，含矿岩石常是有机质含量较高的不纯碳酸岩．

4. 中新生代的碳酸岩

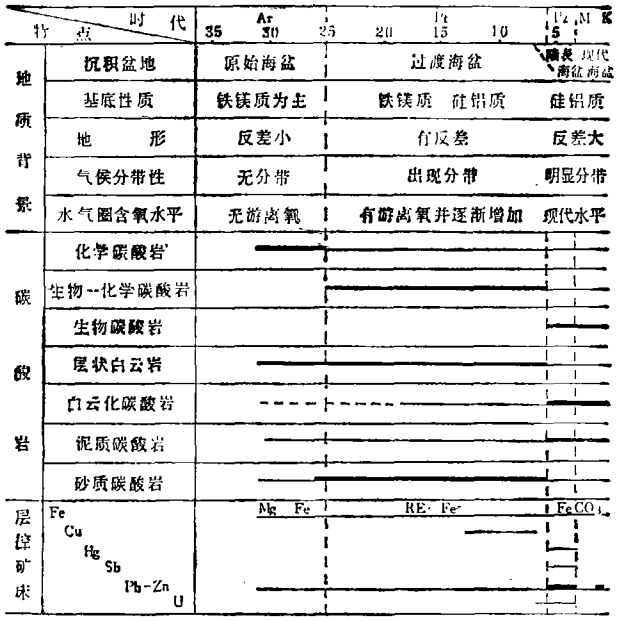
三迭纪末期中国大陆的大部分地区均已成为陆地，大陆内部的陆相盆地是最主要的沉积场所．陆相盆地中的碳酸岩很不发育，仅只在盆地演化到成盐期与膏盐层相伴有少量碳酸岩．

这类非海相碳酸岩的成分很不纯，沉积部位趋于盆地中心，主要以化学或生物化学方式堆积．此外，在我国沿海海域、青藏等地区发育有中新生代的海相碳酸岩，其中一部分具有深海沉积的特点．以中新生代的碳酸岩作层控矿床含矿岩石的例子不多，最著名的是金顶的铅锌矿的碳酸岩矿石．

二、我国碳酸岩及其中层控矿床的演化

随着我国地质构造环境由镁铁质地壳向硅铝质地壳演化和硅铝质地壳增厚；由还原性的原始海盆经过渡性海盆到氧化性质的现代海陆环境；由缺乏生物到生物繁茂的演变过程，碳酸岩也显示出明显的演化趋势．在几种分布最广的沉积岩中，碳酸岩对环境的反映更敏感，是标志环境变迁的重要对象．现将我国碳酸岩的主要特点，演变趋势及其中的层控矿床归纳在表1中．

表1 我国碳酸岩层控矿床演变趋势主要特点



1. 我国地质历史中碳酸岩非常发育，各时代及不同地区都有程度不等的碳酸岩发育．碳酸岩在我国的时空分布很不均衡：时代上是两头较少（太古代和中新生代碳酸岩较少），中间多（元古代和古生代多）；碳酸岩的地区分布以我国东部陆台区较多，西部褶皱带较少．

2. 碳酸岩出现的总趋势较为一致，大多出现在剖面的中部或中上部位，代表地壳活动趋向缓和，海浸范围扩大的时期，这也是我国碳酸岩时空分布不均衡的主要原因之一．

3. 我国碳酸岩的主要部分是在浅水环境下沉积的．太古代的碳酸岩虽已经强烈变质，原始沉积面貌大多消失，仍可据碳酸岩的旋回性、韵律性，某些流水标志和区域岩石组合对比来证明浅水的沉积环境．元古代及其后的碳酸岩的生物、岩石结构构造等和区域岩石组合的关系等标志特点反映浅水环境更明显．

4. 我国碳酸岩的沉积方式存在着明显的时代差别．太古代的碳酸岩是化学沉积的，这不

仅可从太古代时期一般的沉积环境特点推断，还可从镁质条带铁矿的存在，碳酸岩成分纯缺少过渡性钙镁质岩石等判定．元古代碳酸岩主要靠藻类生物的生命活动以生物化学方式固定碳酸盐．古生代及部分中生代碳酸岩主要是生物沉积或生物化学沉积．中新生代的海相碳酸岩与古生代相似，而大陆非海相碳酸岩则相当部分是化学沉积的，总的趋势是由化学沉积经生物化学沉积、生物沉积又部分回复到化学沉积．

5．我国各时代碳酸岩的化学成分有系统性的变化．据本文资料所作的碳酸岩 CaO/MgO 比值时代变化图上(图 6)，显示为不对称的下凹曲线．元古代碳酸岩 CaO/MgO 比值最低，太古代较高而古生代的最高．图上标出大陆壳沉积盖层 CaO 的时代变化曲线[4]，两者的趋势是一致的，说明碳酸岩化学成分的变化是受沉积圈化学成分的变化所制约．

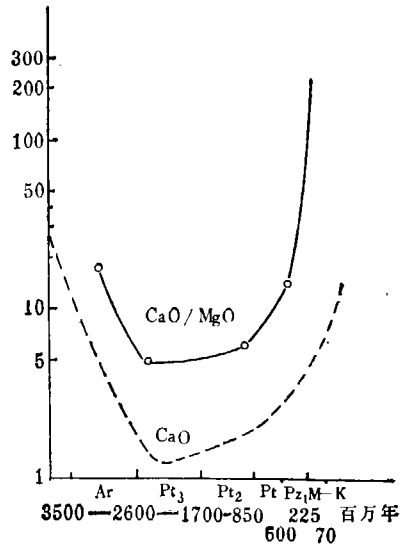


图 6　我国碳酸岩 CaO/MgO 比值的时代变化趋势
(图上各点除本文资料外，见文献[5])

6．碳酸岩的岩石类型随地质时代的演进也有所改变．各时代均有灰岩和白云岩类，但比例和重要性有差别．太古代白云岩多于灰岩．元古代白云岩占绝对优势，但也有纯的灰岩层．古生代灰岩占有较大优势，并出现较多的钙镁质过渡性岩石，中新生代灰岩占绝对优势，在大陆盐湖和某些现代潮汐环境有白云质岩石．在碳酸岩与其它沉积岩类的关系上，总的趋势是碳酸岩与细碎屑岩类密切，太古代和元古代中砂质碳酸岩常有出现，而古生代以来类似的岩石较少．

7．碳酸盐的沉积环境随着地质时代的变化渐趋复杂．太古代和元古代碳酸岩岩相类型较为单纯，岩石的区域对比性较好．古生代随着生物的繁盛、生物礁滩的发育、碳酸岩岩相环境复杂多变．中新生代碳酸岩部分出现在深海环境，陆棚区碳酸岩则于古生代相近．

现在已有越来越多的资料表明，沉积岩的成分和岩石类型是地质时代的函数．关于沉积岩时代差异的原因一些研究者强调地球本身及大气和水圈等的影响[4,6]，另一些研究者重视沉积岩抵抗改造的能力[7]，也有人持折衷的看法[8]．碳酸岩反映地质演化较为灵敏，这是因为碳酸岩的形成方式较为多样化．在地球层圈结构的形成和发展过程中，随着沉积盆地的性质，大气圈、水圈、生物圈的变化，决定着某一时期将主要以某种方式形成碳酸岩．我国从太古代到现在碳酸岩岩石类型和化学成分的变化，主要由碳酸岩形成方式的改变所决定．

8．我国以碳酸岩为围岩的层控矿床特别重要．太古代碳酸岩中的层控矿床以镁质条带铁矿，硼矿和菱镁矿为特点．元古代为稀土铁矿和碳酸岩铜矿．古生代碳酸岩中集中了我国最重要的层控矿床．碳酸岩适于层控矿床的形成是由碳酸岩的物理化学性质和沉积环境所决定的．碳酸岩中层控矿床的时间差异性由成矿元素本身的地球化学性质和地质环境条件所制约，亲铁镁层的、地壳丰度高、化学上较惰性的元素如铁、镁等在地质历史早期成矿；而那些地壳丰度较低，化学活泼的元素(如汞、锑)和亲硅铝层元素(如铀、钨等)，只有在地壳克拉通化，硅铝层已积累了相当厚度之后才能大量成矿．我国许多层控矿床含矿地层的时代虽有不同，

但大多数是在海西和燕山运动中受到改造而成为现今所具有的面貌的.

参 考 文 献

[1] Сидоренко, А. Б, и др., *Докембрий и проблемы формирования земной коры*, Изд, Наука, Москва, 1978.
[2] 叶连俊等,地质科学, 1964, 3: 211—229.
[3] 范德廉等,地球化学, 1977, 2: 105—122.
[4] Ронов, А. Б., *Природа*, 1980, 1:14—24
[5] 秦正文等,国际文流地质学术论文集,第7集, 地质出版社, 1980.
[6] Faibrige, R. W., *Carbonate rocks and pleodimatology in the biochemical history of the planet in Carbonate rocks* (Ed. Chilingar, G. V. et al.), Amsterdan, 1967, 399—432.
[7] Garrels, R. M. & Mackenzie, F. T., *Evolution of sedimentary rocks*, New York, 1971.
[8] Veizer Jan., 层控矿床和层状矿床,第三卷,地质出版社, 1979, 1—26.