

# 国外沉积 成岩作用

地质矿产部情报研究所 编译



地质出版社

35955

# 国外沉积成岩作用

地质矿产部情报研究所 编译

地质出版社

## 国外沉积成岩作用

地质矿产部情报研究所 编译

\*

责任编辑：王章俊

地质出版社 出版发行

(北京西四)

妙峰山印刷厂印刷

新华书店总店科技发行所经销

\*

开本：787×1092<sup>1</sup>/<sub>16</sub>印张：11.875字数：265 000

1988年8月北京第一版·1988年8月北京第一次印刷

印数：1—1,410册 国内定价：3.90元

ISBN 7-116-00247-2/P·223

# 前 言

本专辑针对我国沉积成岩作用研究方面的一些薄弱环节，选译并编写了国外近几年来发表的一些较有代表性的资料，共包括以下几个方面：（1）板块构造与成岩作用，主要阐述了板块构造对成岩作用的控制；（2）地球化学与成岩作用；（3）同位素与成岩作用；（4）几种岩类成岩作用研究；（5）后成作用研究等。

最后，我们还根据《Geoscience Canada》杂志上连载的有关成岩作用方面的文章以及广西地质矿产局赵逊同志在英国学习期间收集的部分资料，编写了《国外成岩作用研究的几个方面》的文章，以供读者参考。

本书由地质矿产部情报研究所奚瑾秋、夏祖葆同志选题、翻译和编写；王绍全同志做了部分选题和翻译工作；罗永国、林彻同志校对。殷宗昌、石宏仁、周玉泉和贾跃明等同志应邀参加了部分译校工作。在编译过程中曾得到成都地质矿产研究所刘宝珺教授、成都地质学院曾允孚教授、地质矿产部科技司袁润广工程师、地质出版社马志先高级工程师的指导、帮助和支持。本书的图件由张尔平同志清绘。在此一并表示感谢。

编译者

1988. 1

## 目 录

板块构造对成岩作用的控制.....	R. Siever ( 1 )
关于成岩作用的地球化学.....	Н. В. Лочвиненко ( 25 )
瑞典南部维辛格索群(上元古宇)的成岩作用和地球化学特点: 探讨颜色差异成因 的一条线索.....	S. Morad ( 28 )
上白垩统菊石类的文石成岩作用——地球化学成因研究 .....	B. Buchardt S. Weiner ( 42 )
Rb和Sr在成岩作用、后成作用、初始变质作用过程中的性状 .....	И. М. Горохов М. А. Семиханов ( 58 )
加利利地区森诺曼阶盐解环境中成岩去白云石化作用的稳定同位素和 $Sr^{2+}/Ca^{2+}$ 证据.....	M. Margarite U. Kafri ( 74 )
砂岩成岩作用研究的新进展.....	E. D. Pittman ( 81 )
石英溶解的等级及其在砂岩成岩作用中的意义.....	A. R. Hurst ( 94 )
碳酸盐岩的孔隙度与深度: 南佛罗里达的一种可预测的关系 .....	J. W. Schmoker R. B. Halley ( 102 )
层孔虫补丁礁的成岩作用.....	R. Smosna ( 115 )
盐类岩石成因中成岩作用的主要特征.....	В. И. Копнин ( 123 )
砂刺穿作用——后成作用研究的一个新的方面.....	В. Н. Холодов ( 126 )
国外成岩作用研究的几个方面.....	( 144 )

# 板块构造对成岩作用的控制

R. Siever

## 摘 要

板块构造可作为一种把成岩作用与地质和地球物理参数联系起来的格架。这些参数计有：区域构造(包括沉降、隆起和变形速率)，火山作用和深成作用，热流以及地层水的迁移。这些参数影响下列成岩作用变量：原始碎屑-化学组合、早期间隙水的成分、埋藏的速率和深度，埋藏的期限、地热梯度和压力梯度以及垂直振荡运动。用氧化硅多形变体。钙和镁碳酸盐、沸石和粘土矿物的成岩作用，来说明由于这些变量值发生变化所造成的结果。原始组合中生物成因的蛋白石质氧化硅组份的不稳定性，引起了连续的多形转变，最后出现微晶石英燧石。压力和温度控制所有氧化硅多形变体的溶解度和转化率。碳酸盐系统也受①原始组合内存在的不稳定相(镁方解石、文石)以及②影响溶解度的压力和温度这两种因素的控制。在晚期成岩作用过程中，振荡运动导致碳酸盐的逆向变化或交代作用。沸石起源于火山碎屑的海相和非海相蚀变作用，伴随有压力和温度增高的埋藏作用，产生成岩的沸石相。陆相和海相火山源的粘土矿物，对早期间隙水内的离子交换和重新组成硅酸盐的反应是敏感的。压力和温度的增高，会产生在深埋条件下稳定的绿泥石-伊利石组合。为了简单起见，把板块构造环境分为洋中脊、后缘(被动)、俯冲、大陆-大陆碰撞、裂谷以及板内(克拉通)环境。洋中脊是薄层深海沉积物堆积的地点，这些堆积地点受到高的热流、热液活动和火山活动的影响，随后由于沉积物自洋中脊向外扩张，其热流下降，埋藏缓慢。这些海相沉积物的地热梯度比大陆上的地热梯度高。除燧石层和石灰岩层以外，泥质和砂质沉积物大部分仍没有石化。板块后缘的特征是①热流率降低；②地热梯度下降；③陆源碎屑和化学沉积物，在有蒸发岩和重金属沉积物形成的原始裂开期以后，快速下沉和埋藏。由此产生的岩石在一定程度上被碳酸盐和石英胶结和石化，并且在较深的带上，出现稳定的绿泥石-伊利石矿物对。象沸石一样，火山碎屑也很少。俯冲带包括各种各样的次级环境；这些地区热流低、下沉和埋藏快速，同时伴随有揉皱作用，这几种因素，对浊积岩和深海沉积物以及来自附近岛弧的大量火山碎屑产生影响，生成了沸石、蒙脱石和包括蛇绿岩在内的低温高压混杂岩。大陆和大陆碰撞产生大量沉积在陆相和海相环境内的陆源碎屑，这些环境可从具有地表露头并有雨水渗透的山间盆地，变到海底扇和海底平原。地热梯度低，沉积和埋藏迅速，除了那些被深埋达100Ma或更长时间的剖面以外，成岩作用的程度属中等。裂谷沉积物的成岩作用与大量的火山碎屑有关，后者之中混有冲积和湖泊沉积物，所有这些物质都是在高的热流和强的热液活动状态下迅速埋藏的。板内成岩作用是在低的大陆热流状态下，由于沉降速率和沉积速率小造成的。但是，振荡运动频繁，存在自生矿物交代的复杂共生体表明，地层水成分发生过多次变化。用来研究这个题目的均变论方法，只适用于显生宙，因为板块构造的现代模式，在来自地球内部的热流作不同分布的更早时期，可能是不存在的。

## 一、引 言

关于成岩作用的大多数文献，都是涉及直接控制单个作用的特定机制和地质事件的。例如，早期成岩作用的研究强调，沉积物内间隙水的化学成分与矿物反应之间的关系是受



沉积和埋藏速率控制的。在晚期成岩作用的研究中，把埋藏深度和地热梯度当作矿物长期反应的的决定性因素加以讨论。就碳酸盐沉积物的早期成岩作用来说，重点是放在生物群的性质及其与海水或雨水的反应上。较少涉及较大规模的地质环境，这也许是因为成岩作用常常不是作为一种区域性的地质研究引起的。还有一些地质学家试图按照局部的成岩作用过程去描绘沉积岩沉积期后总的历史。这样做似乎是为了研究大规模的地质因素，对最终决定所有成岩作用结果的各种局部条件的控制作用。

在过去10年里，已出现的作为贯穿地学的一种中心理论的板块构造说（包括对大陆飘移、地震分布、火山作用模式、洋底和大陆边缘沉积相的解释）为讨论区域构造、火山作用、热流和溶液的运移路径对沉积物的沉积期后变化模式的影响提供了一个纲要。我们一开始就预料到，某些作用与这些控制因素密切相关，而其它作用与其只有微弱的联系。对于联系微弱的作用（也许还有联系紧密的某些作用）来说，人们未必可以期望找到只是在一种环境中起作用的特殊机制；相反，我们预料各种机制有很大的重叠。但是，根据对各个局部成岩作用历史所作的全部说明，可以形成一个总体模式。本文的目的就是要提出这样一些模式，以便在成岩作用的区域研究中作进一步的探索。在区域成岩作用图与板块构造环境相吻合的情况下，只是根据地层和构造方面的证据，就可以用这些模式来确定和修改古板块构造的历史。

我做这项研究工作，首先是确定那些控制成岩作用的地质变量是怎样影响成分和结构的，鉴于这一原因，有必要对一个重大而又活跃的研究领域的基础理论作一简略评价。然后，通过描述这些变量值在各沉积岩大类所特有的两个简单的和两个复杂的化学体系中的变化结果，对这种模式作出说明。这些体系是：氧化硅-水体系（ $\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ ）；碳酸盐体系（ $\text{CaO-MgO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ ）；沸石（包括一般的I类和II类元素、氧化铝、氧化硅和水的化学体系）；粘土矿物（含有与沸石相同的化学组份）。在作了这些初步讨论之后，我打算提出所有大的板块构造环境是如何确定这些起控制作用的变量值的问题。虽然详细探索板块构造是如何影响沉积物成分和地层模式的问题已经超出了本文的范围，但是，对这些关系作些讨论是必要的。论述所有这些题目的文献数量极大，因此所列举的各单篇论文只是作为众多著作的实例，而不是作为完整无缺的文献目录的组成部分加以引用的。

## 二、成岩作用的变量

### （一）碎屑-化学组合

成岩作用所涉及的原始物质是刚刚沉积下来的原始碎屑和化学结构要素的混合物（图1）。碎屑沉积物组合的特征是含有稳定的和不稳定的两种矿物。化学沉淀的沉积物或碎屑-化学混合物的结构要素的特征是含有生物碎屑、碳酸盐、有机质和氧化硅。虽然可能存在某些少量的非生物成因的碳酸盐和氧化硅，但是难以理解的是，显生宙大多数常见的沉积物都含有相当数量的生物碎屑物质。然而，前寒武纪的沉积岩也可能包含大量的这种物质。

### （二）早期间隙水

除此之外，沉积物中的水分，即在沉积作用期间捕获的间隙水，也是原始混合物。当

然，这种水的主要来源是海水。对陆相沉积物来说，水的主要来源是江河或湖泊的淡水以及江、湖相连的地下水，就连风成沉积物迟早也要接触地下水，然后才能参与成岩作用反应。间隙水刚被沉积物捕获，它们就可能开始与沉积物颗粒发生反应。反应的类型和速率可能受生物扰动作用的强烈影响。

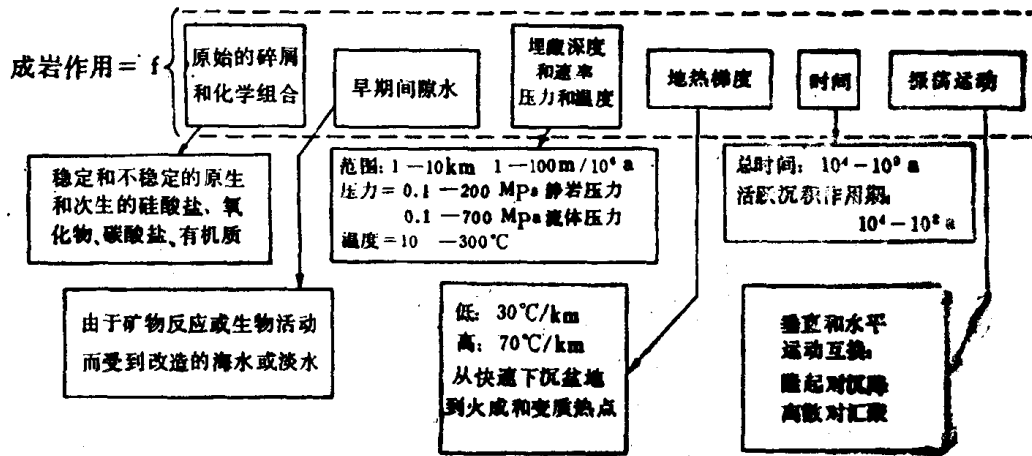


图 1 成岩作用的变量

### (三) 埋藏

影响沉积期后作用的主要因素是埋藏。就我来说，将埋藏简单地厘定为在沉积物-水界面或沉积物-空气界面上发生的纯沉积速率。埋藏速率变化很大，从每百万年的几米到数百米不等。我认为沉积物埋藏的总深度为1—10km。埋藏作用伴随有静岩压力和静水压力的增加。只要不透水层没有把沉积物密封起来，那么我们就可以认为孔隙水与地表是连通的，这样，静水压力范围从 $10^5$ Pa到大约 $7 \times 10^7$ Pa，具体情况取决于埋藏深度和地层水内所溶解的固体的重量。同时，由于在宽的限度内未发生变化的沉积物密度的影响，静岩压力可上升到 $2 \times 10^8$ Pa。

按照局部地壳的地热梯度，埋藏作用还伴随有温度的升高。这种局部地热梯度的变化范围可为 $30-70^\circ\text{C}/\text{km}$ ，具体情况视热流而定。热流率与沉积盆地的类型和该盆地相对于板块边缘所处的位置以及与来自下部地壳或地幔的火成岩体的贯入密切相关。温度可从深部大洋-沉积物界面处接近 $0^\circ\text{C}$ 的最低点升高到深埋剖面底部的 $300^\circ\text{C}$ 和更高 (H.J. Jeffreys 1976: p. 425—427)。

沉积物经历成岩作用的时距取决于下沉和垂直构造运动的速率。沉积物沉积期后历史的特征是包括一个时期的埋藏作用，接着发生隆起作用。沉积物可能被带到雨水的人流带，甚至出露到地表。随后可以再次发生下沉。某些沉积物只是短期被深埋，另一些沉积物则仍留在深部，只能靠钻孔进行取样。许多沉积物在其历史中有时被埋藏数亿年之久。人们不能认为，许多被深埋1000Ma以上的沉积物从来没有经过隆起和暴露到地表的时期，尽管某些沉积物可能是这样的。如果沉积物隆起了，那么它就要经受不同的环境，可能发生“退化成岩作用”。

用沉积作用图解描述埋藏历史是一个好方法，在这种图上，标绘出埋藏（相对于海平



面和沉积物-水界面或沉积物-空气界面)对时间的曲线(S. Von Bubnoff 1954; p.31-39)。在这种图解上,我们可以标出推测的地热梯度以及静岩压力和静水压力水准面(图2)。沉积物地质历史的图示法即沉积作用图解,生动地显示出地壳在地质时期中所经历的、由垂直运动表现出来的构造力引起的振荡运动。不是所有这种垂直运动都能以任何方式与板块构造联系起来。对垂直运动还有许多方面需要查清,特别是对远离板块边界的沉积盆地内的垂直运动更是如此。

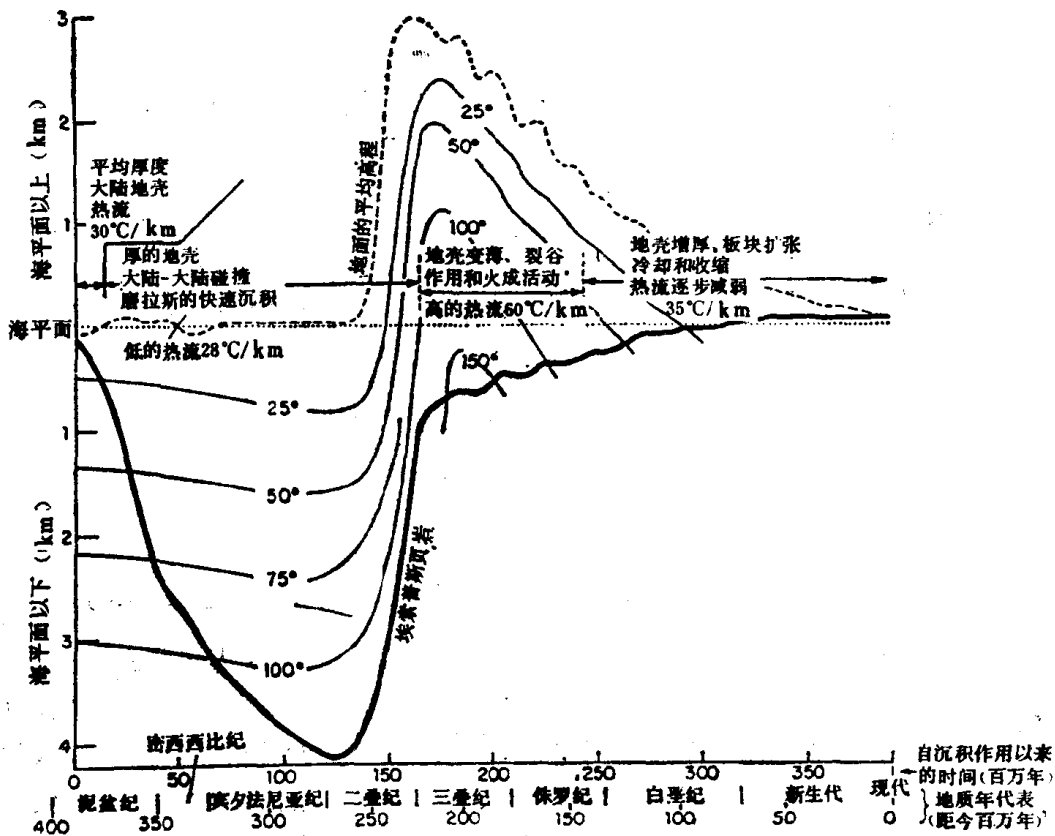


图2 纽约州埃索普斯页岩(阿巴拉契亚造山带泥盆纪的一个组)的沉积作用图解  
根据J.R.Hepburn(1976)的地层资料绘制。页岩曲线所表示的是自沉积作用时间以来,推测它所处的概略位置(相对于海平面和地面高程来说)。示意性的地下等温线是根据与板块运动和火成活动有关的地壳厚度估计值和热流假设值绘制的

### 三、主要的成岩作用体系

#### (一) 氧化硅-水体系

$\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  体系也许是能够用来说明成岩变量(表1)效应的最简单的一个体系。对这个体系中的相,包括稳定的和不稳定的相,现在已经了解得相当清楚了。同样,对时间、温度、压力和化学变量(如pH值)的作用现在也了解得比较充分(R.Siever, 1972)。能迅速溶解而形成高浓度的被溶解的氧化硅的原始组合的成分,按其溶解速率下降的顺序排列,依次为硅质生物、火山玻璃、镁铁质碎屑矿物。硅藻溶解速率的研究(C.Stein, 1977)和间隙水成分的研究(R.Siever, K.C.Beck和R.A.Berner, 1965; S.E. Calvert, 1974; F.T.Manheim和F.L.Sayles, 1974)表明,在有些地方,硅质生物能够供给大量

溶解的氧化硅，使间隙水所含的非晶质氧化硅达到饱和的程度。有大量的证据表明，玻璃物质在地质上的短暂时期内能比较快速地发生水解，随着水解，它们释放出大量溶解的氧化硅 (Ustefansson, 1966; D.C.Hurd, 1973; G.R.Heath, 1974)。镁铁质矿物在溶解速率方面只比玻璃稍低一点，如果间隙水发生脱氧，情况更是如此 (R.Siever, 1976)。长石，特别是含钙较多的斜长石，也可能发生溶解，产生相当多的溶解的氧化硅 (R.Wollast, 1976; E.Busenberg和C.Clemency, 1976)。

游离氧化硅以无序的蛋白石-CT从间隙水内沉淀出来，首先形成小的核心，然后形成放射状纤维体，最后形成微晶球体 (F.M.Weaver和S.W.Wise, 1972; M.Kastner, J.B.Keene和J.M.Gieskes, 1977; R.Siever和C.L.Stein, 1978)。间隙水所含的非晶质氧化硅很少达到饱和或超过饱和度。更加可能的是，间隙水只是就不大溶解的蛋白石-CT来说才变成过饱和，然后蛋白石-CT开始成核并沉淀。在氧化硅的浓度较低时，溶液中所含的石英可能仍然是过饱和的，然后它沉淀在已有的碎屑石英颗粒表面上。

静水压力的增大，只微弱地影响这个体系内的化学溶解度。但是，静岩压力可在碎屑石英颗粒之间的接触点上造成压溶作用。压溶作用是时间和埋藏的函数，因为埋藏速率与压力增加的速率成正比关系 (P.K.Weyl, 1959)。

温度的作用是明显的；它在所有成岩作用变量中也许是最重要的。温度随着埋藏加深而升高，这会提高氧化硅的所有多形变体的平衡溶解度，也会提高它们的溶解或沉淀速率。温度的升高还会增加多形变体转变的速度 (M.Kastner, J.B.Keene和J.M.Gieskes, 1977)。由于这个原因，要在深埋一段时距 (即埋藏100Ma，埋深约3km的岩石内找到氧化硅的不稳定多形变体，即使可能的话，那也是很困难的。在高热流区的沉积剖面范围内，溶解度梯度和浓度梯度应是高的，如果存在任何热液活动的话，那么，这些梯度更要高。在这些情况下，地层水的向上运动可能造成氧化硅从溶解度高得多的深部区向浅部就位带的大量运移。在深部地层水内，石英的成核速率和晶体的生长速率很快，从而使准稳定的蛋白石-CT迅速转变成石英。结果，对石英来说，深部地层水内的浓度值在略高于饱和度的情况下趋于平衡，而对蛋白石-CT来说，则是在远远低于其饱和度的情况下处于平衡状态的；精确的浓度值是用石英与粘土矿物之间的平衡关系加以确定的。因此，通过不稳定的氧化硅相的转换而引起的石英沉淀所需要的时间，取决于沉积物柱体内的温度梯度；根据对砂岩和石灰岩内的次生石英以及对微晶石英燧石的测定，其平均时间为50—100Ma。

石英一旦沉淀下来，垂直振荡运动和我们用类推法命名的“退化成岩作用”对这个系统的影响就变得很小，除非象上面指出过的那样遇到了高热流的盆地。在大多数沉积盆地内，热流是很低的，以致石英一经形成，便作为一种或多或少是惰性的沉淀物保存下来，也就是说，石英的溶解不是很快，未能引起任何不稳定的或准稳定的氧化硅多形变体的沉淀。这并不是说，以前沉淀的石英可能并未因碳酸盐或粘土矿物的交代作用而被溶蚀。

## (二) 碳酸盐体系

碳酸盐所遵循的一般模式在很多方面与氧化硅体系相同，但是情况更复杂，其原因在于 $\text{Ca}^{2+}$ 和 $\text{Mg}^{2+}$ 的活动是非理想的，它们呈离子偶出现，并且在组合内存在大量生物和非生物的不稳定的碳酸盐。年轻碳酸盐沉积物的特征是包括Mg含量变化不定的方解石、Sr

含量变化不定的文石、有机质和数量不等的非碳酸盐碎屑混入物。

某些含碳酸盐的沉积物中的早期间隙水，明显受到了不稳定碳酸盐的快速溶解的影响，这可能导致纯方解石的过饱和。有机质的氧化作用可能促使沉积物内 $\text{CO}_2$ 压力的暂时升高，因此，使这些溶液中的方解石不饱和。钻穴藻类和具有扰动能力的生物可使碳酸盐发生物理和化学两种分解作用。镁方解石和霏石的成岩沉淀作用也可能与碳酸盐沉积物的浅水石化作用同时进行(O.Bricker等人, 1971)。有的沉淀作用可能是由于雨水渗入造成的。在滨海环境内，如果 $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比值很高(如波斯湾和其它地方盐沼坪中那种咸的间隙水)，白云石的形成可能比较早，并且特别迅速。

在碳酸钙补偿深度(CCD)以下的海洋深水内，所有的碳酸盐都趋于消失。在那里，不但底层水，就连略被埋藏的间隙水，其方解石和文石都是不饱和的。在碳酸钙补偿深度之上是文石补偿深度，在后者之下，翼足类的文石残留体消失，而深海有孔虫的方解石残留体被保存下来(R.M.Berner等人, 1976)。

在碳酸盐体系内，增高压力会使受静水压力控制的孔隙水内的溶解度增大，并且在静岩压力条件下造成压溶作用。由于压力梯度在碳酸盐沉积环境(一般来说，这些环境并不是厚的沉积物柱体迅速堆积的地区)内很少强烈增高，因此压力效应不是主导的。另一方面，在深海碳酸盐的组份与大陆基和深海平原的海相浊积岩伴生的沉积物柱体内，压力效应可能是重要的。即使这种物质沉积在碳酸钙补偿深度之上，其中的某些物质后来由于压力效应而可能消失了。

增高温度对碳酸盐体系的影响更加复杂，是因为在一给定的 $\text{CO}_2$ 压力的条件下，碳酸盐的溶解度会下降。另一方面，由于间隙水内含 $\text{CO}_2$ 物质总浓度( $\Sigma\text{CO}_2$ )的影响，在一定的地质环境下，压力效应可能是主要的，方解石的纯溶解度实际上增大了。几乎无疑，温度的增高会加快任何一种作用(不管是分解作用还是沉淀作用)的进行速度。诸如J.Hower等人(1976)对页岩垂直剖面所作的研究以及对不同时代页岩所作的一般比较(R.M.Garrels和F.T.Mackenzie, 1971)都表明，碳酸盐随年龄和埋藏深度的增加而产生成岩作用消失的现象。这一点可与深部地层水中 $\text{Ca}^{2+}$ 的含量高以及与碳酸盐的溶解度沿着正常的地热梯度方向增大进行对比。

热液体系可以搬运溶液内呈脉和孔隙充填物的形式出现的大量碳酸盐。没有明显受热液活动影响的许多沉积岩，仍然可以表现出碳酸盐沉淀物因活动地层水的影响而产生的广泛溶解迁移的特征。溶液(如活动地层水)使碳酸盐发生大规模的迁移表明，决定性的因素可能是溶液的 $\Sigma\text{CO}_2$ 。这个因素的量可能主要是受其中有向上运动的酸性热水通过的地层的控制。因此，温度-压力对碳酸盐的影响可能与氧化硅的情形相同，即溶解和再沉淀作用，使碳酸盐从沉积物柱体的一个部分搬运到另外一个部分。

振荡条件，即下沉和隆起的交替以及随之发生的化学变化，正如根据碳酸盐-氧化硅、碳酸盐-粘土、方解石-白云石可逆置换反应的许多报告所推测的那样，对碳酸盐产生强烈的影响。有关不同时代岩石的岩相分析经验表明，振荡条件导致方解石的优先消失，而有利于白云石的出现，以及导致这两种碳酸盐矿物的优先消失，而有利于氧化硅的出现。

### (三) 沸石

与上述两个体系不同，沸石很少是作为沉积物组合的原始组份出现的。虽然沸石可以

被江河或溪流从局部源岩中搬运走，但是，它们作为碎屑矿物存在的时间是短暂的，因当大部分沸石在风化环境中是相对可溶的。沸石的特点是颗粒细，或者，如果晶体很粗，那么其颗粒也会经磨损减小。这种作用与化学反应相结合，可使沸石很容易蚀变为粘土、长石和其它硅酸盐矿物。

沸石在沉积岩和火山碎屑岩内生成的突出事实说明，它主要是由于火山玻璃经蚀变产生的。沸石是作为火山玻璃的水解副产品而出现在许多海底和湖泊沉积物内，它们不是在成岩作用早期形成的，就是后来在中-深埋藏的条件下形成的(M. Kastner和S. A. Stonecipher, 1978)。它们也可以是在陆上火山碎屑沉积物发生风化作用期间形成的。

在沉积物与上覆碱性湖水或海水的界面上以及在埋藏浅的间隙水内，沸石的生成受到间隙水成分的强烈影响。从另一个方面看，这些水的成分又受到玻璃和不稳定硅酸盐与溶液反应的控制，这种反应通常会使溶解的氧化硅、碱金属和碱土金属大量析出。结果， $\text{Na}^+/\text{H}^+$ 、 $\text{K}^+/\text{H}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}/(\text{H}^+)^2$ 和 $\text{Mg}^{2+}/(\text{H}^+)^2$ 的活性比与 $\text{Si}(\text{OH})_4$ 的活性值一同上升，从而把这种溶液带到了沸石能够形成的成分区(例如，见R. M. Garrels和C. L. Christ, 1965)。现在还不清楚的是，阳离子、氧化硅和氧化铝的瞬时浓度以及pH值与确实能够形成的那种沸石矿物是如何正确地联系起来的，造成这种情况的部分原因是，在低温条件下难以确定各个固相与溶液之间的平衡关系。

有关温度和压力对沸石成岩作用的影响，沉积学家和变质岩石学家都作过研究，这是因为沸石成岩作用可以逐渐转变成沸石变质作用即(D. S. Coombs等人的沸石相, 1959)，沸石的这种转变现象也许是阐明成岩作用与变质作用之间具有连续性的最好的一种矿物体系。对新西兰和澳大利亚的这类岩石，得出了一个变质程度随着巨厚的沉积物柱体内深度的增大而升高的矿物相系列。在较深的部位(大约8—9 km)，沸石逐渐转变成葡萄石-绿纤石相，最终转变成其它的绿片岩。从板块构造的角度判别成岩作用和变质作用这两个阶段的标准，是温度梯度和压力梯度的对比。沸石相可能是可以发生化学反应的物质即火山玻璃及其蚀变产物具有的特征，它们经受的压力梯度高，而地热梯度则较低。

在长期深埋的条件下，沸石往往转变成更稳定的组合，特别是转变成自生长石和粘土矿物或云母。在早古生代或前寒武纪的许多岩石内很少找到沸石，就是在地质上与比较年轻的富含沸石的高山带(例如，新西兰的那些带)类似的其它环境中，也不容易发现沸石。我们对这些深埋沉积物中的孔隙水了解得很少；现有的为数不多的知识说明，在早期阶段，当孔隙水还是处在沸石平衡状态时，它们就富含氧化硅和碱，而其含量随着时间的推移逐渐减少。

没有证据证明，在沸石形成和分解的反应中有可逆变化存在。沸石一旦蚀变成更稳定的硅酸盐，它就不再发生可逆反应了。这可能是由于沸石成核作用需要有反应固体(玻璃)造成的。玻璃一旦消失，沸石的形成就会变慢或停止，但是，可以出现从沸石向蒙脱石以及从一种沸石向另一种沸石的转变。

#### (四) 粘土矿物

由于粘土矿物在性质上有碎屑的和化学的两种，因此，它们在所有矿物中也许是最复杂的一类。当然，粘土中可交换的阳离子的成分对环境(如河流入海口或碱质湖或盐湖)的

表 1 成岩作用的地球化学和地球物理参数

矿物/化学体系	碎屑/化学组合, 物质来源	早期孔隙水	埋藏参数		地热梯度	深埋孔隙水	时间	振荡运动
			压力	温度				
SiO <sub>2</sub> 蛋白石, 方石英, 石英, 蛋白石, 玉髓	火山玻璃, 硅质生物, 铁质矿物, 高氧化硅的蒙脱石	非晶质氧化硅; 不饱和; 蛋白石-CT; 过饱和或饱和	单轴压力; 静水压力; 溶解度的轻微增大	所有类型SiO <sub>2</sub> 的溶解度增大; 多形变体转换速度增大	高温梯度; 促进SiO <sub>2</sub> 的热液迁移	蛋白石-CT; 不饱和; 石英; 饱和	对石英来说, 40—100Ma, SiO <sub>2</sub> 在大约100—500Ma内稳定增高	大多数SiO <sub>2</sub> 是不可逆沉淀的, 蛋白石-A → 蛋白石-CT → 石英的顺序没有逆转
CaCO <sub>3</sub> —CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> 方解石, 文石, 镁方解石, 白云石 (Sr为痕量组份)	生物成因的文石, 铁方解石, 铁方解石, 可氧化且难溶的有机质	方解石; 除碳酸钙补偿深度以下者外, 为过饱和的, Mg/Ca高的回流蒸发卤水	单轴压力; 静水压力; 溶解度增高	溶解度较低(取决于CO <sub>2</sub> ), 转换速度增大	高温梯度; 促进碳酸盐的热液迁移和重金属的淋滤	方解石/白云石; 饱和	对方解石/白云石来说, 碳酸盐总量在大约200—500Ma内逐渐减少	大部分碳酸盐最终丢失, 不可逆转; 文石/镁方解石 → 方解石; 可逆反应; 方解石 ↔ 白云石
沸石, 方沸石, 钙十字沸石, 斜发沸石-片沸石, 浊沸石	火山玻璃, 钙斜长石-铁质矿物	非晶质氧化硅; 饱和或过饱和的, 碱/H <sup>+</sup> 比值高	转变成葡萄石-绿纤石相	转变成绿片岩(或更高)的变质级别	与深凹槽迅速被充填有关的低温高压梯度	稳定的钠长石-绿泥石-云母-石英组合; 过饱和	钠长石-绿泥石-白云母-石英逐渐丢失, 完全转换大约需要200Ma	不可逆转变成稳定的组合
粘土矿物; 伊利石, 绿泥石, 高岭石, 蒙脱石	典型的碎屑粘土混合物, 所有的主要粘土矿物类+石英, 长石	阳离子的平衡很象环境中的水(海水或淡水)。离子交换, 氧化硅吸附	由脱水作用造成蒙脱石的分解	转变成绿泥石/伊利石	高温梯度; 接近绿片岩相	与绿泥石-伊利石-石英达到平衡, 自生长石	伊利石-绿泥石稳定增加, 完全转换大约需要200Ma	自生高岭石作为雨水中的退化产物的形成

任何变化反应都是很快的。粘土矿物的其它变化（构造变化和成分变化）相当慢，但其变化速度在实验室实验期间仍然可以察觉到。粘土矿物将释放出氧化硅或从各种溶液中吸附氧化硅，不可逆地吸附阳离子（特别是 $K^+$ 和 $Mg^{2+}$ ），并且逐渐从蒙脱石或高岭石转变成伊利石和绿泥石（C.E.Weaver, 1958; R.Siever和N.Woodford 1973; J.Hower等人, 1976）。然而，只是在某一程度上可以鉴别出从其碎屑相继承下来的一特定粘土矿物的基本结构单元（C.E.Weaver, 1958）。大多数现代沉积物含有所有常见的粘土矿物类（高岭石、伊利石、绿泥石和蒙脱石）的混合物。混层矿物是大量的，并且往往存在不能精确描述的、成分可变的、X射线无定形物质。

到缓慢下沉的粘土颗粒沉积在沉积物界面上的时候，离子交换可能完成了。接着，在早期成岩作用期间，当间隙水与原始沉积环境中的间隙水可能仍然非常相似时，发生了长时期的反应。在早期阶段形成的最常见的自生粘土矿物是具有各种成分的蒙脱石，它是由包含在碎屑组合内的火山玻璃蚀变作用产生的。比如，有人报道过大西洋中脊上由绿岩蚀变生成的绿脱石（W.Melson等人, 1966; R.Siever和M.Kastner, 1967），并且，深海钻探计划的报告包含大量有关自生粘土矿物的参考文献（例如，见J.I.Drever, 1971; G.Dunoyer de segonzac和M.Hoffert, 1973）。

温度和压力对粘土矿物成岩作用的影响只是近来才开始有所了解的。在一系列报告中，J.Hower等人（1976）详述了在美国墨西哥湾沿岸平原沉积物内的粘土矿物学方面发生的变化，他们把这种变化看作是埋藏的结果以及温度和压力依次增高的结果。虽然对蒙脱石单单由于压力（尤其是象由巨厚盖层的重量所产生的单轴应力）增高就能发生分解这一点已经知道一段时间了，但是，这种效应在自然界似乎不是重要的。看来粘土矿物主要是对温度的增高反应灵敏，而对压力反应不大灵敏。因此，热流和地热梯度越高，粘土矿物组合转变成稳定的伊利石-绿泥石矿物对（见于许多老的页岩和砂岩内）就越迅速和越完全。

深部的地层水趋于与石英-长石-伊利石-绿泥石组合达到平衡；同时，它们可能变得富含 $Na^+$ 和 $Ca^{2+}$ ，以及富含绿泥石、其它卤化物和硫酸盐。

振荡的下沉和隆起条件主要是反应在自生高岭石和地开石的生长上，这两种矿物的生长在许多地方似乎与离子强度低的雨水渗入到透水岩石（例如砂岩）内有关。当隆起和剥蚀作用把这些岩石带到风化带时，即使它们可能并没有真正出露在地表，这种现象仍然会出现。这类高岭石和地开石趋于形成结晶完好的书状体或螺旋体，它们一旦形成就趋于稳定。因此，在某些砂岩中显示出这种早期近地表条件有利于高岭石化作用发生的证据，现在发现这些砂岩已被深埋，含有与绿泥石-伊利石组合大致平衡的地层水。相反，蒙脱石一旦转变成伊利石-绿泥石，它就不会通过反向蚀变以一种成岩作用相的形式再现出来。

#### 四、板块构造环境的成岩参数

控制成岩作用的变量主要是由如下构造格架确定的：（1）陆源碎屑的来源区，（2）沉积环境，（3）埋藏环境。P.D.Krynine（1948）和F.J.Pettijohn（1949）等人按静止的、造山前的、同造山的、造山后的等术语，从明显不同的岩石学观点出发描述过这些变量。他们的造山作用观点是根据地质学家长期研究阿尔卑斯和阿巴拉契亚山脉的经验确定的，



可把这种观点看作是“自源”地槽演化的时间系列。碎屑矿物学可为揭示来源区提供钥匙，因此为最终搞清来源区的构造提供了线索。H.stille (1936) 和M.Key (1951) 集中研究过作为较大“活动带”(地槽)组成部分的沉积盆地的动力学特征。他们的意见不一定是对立的，而是一种互为补充的看法，强调了盆地的构造活动性和火成活动性与沉积模式和地层模式之间的关系。E.C.Dapples、W.C.Krumbein和L.L.Sloss (1948) 通过引入岩相分析资料从定量的角度对这种观点进行了补充。然而，他们的观点仍然是地层-构造观点，强调比演化时间系列大的总单位之间的空间关系，而或多或少避开了有关岩石的系统岩石学特征。现在，对由沉积物的碎屑组份和化学组份显示出来的不同构造样式本身尚未作过详细说明。

板块构造理论使我们有可能以比先前更完整的不同方式把地球物理参数与构造和沉积作用结合起来，因此，它可能提供了一个更好地了解构造如何影响成岩过程的方法。对各个板块构造环境来说，我们可以详细说明多少有所不同的、控制成岩作用历史的一组地球物理和地球化学变量(表2)。

为了简化讨论，我只限于论述洋中脊、板块后缘或被动大陆边缘、俯冲带、大陆-大陆碰撞和裂谷。对这组全都与板块边缘有关的构造，我还要加上大陆的板内地区，我认为这类地区基本上属于克拉通性质的。读者可以参见S.LePichon等人(1973)对这些地区及其地球物理特征所作的讨论。我认为，尤其是俯冲带有可能被分解成各种次级环境，但是，为了简便起见，在这里将省略它们。近期的文献有很多是按板块构造观点解释地质历史的，虽然看法肯定是不一致的，J.F.Dewey和J.M.Bird (1970) 以及C.G.Chase等人(1975)的成果就是这种解释的两个实例。

表 2 成岩作用参数与板块构造环境的关系

参 数	洋中脊和大洋板内	板块后缘—大陆边缘	俯冲(海沟)	大陆—大陆碰撞	裂 谷	板 内(克拉通)
碎屑-化学组合	玄武岩+深海碳酸盐和陆源碎屑	陆源碎屑(未成熟的+成熟的)+台地碳酸盐	未成熟的陆源碎屑+深海火山碎屑，蛇绿岩	陆源碎屑，早期成熟的，晚期未成熟的(蚀顶作用)	未成熟的冲积物，蒸发岩，火山岩	成熟的受改造的沉积碎屑。台地碳酸盐
早期孔隙水	碳酸盐：如处在碳酸盐补偿深度之下为不饱和。氧化硅：不饱和，受到与玄武岩热液交换的影响	海水、半咸水或逆流淡水。碳酸盐：饱和或过饱和；氧化硅：不饱和	与海水非常相似。碳酸盐：饱和。非晶质氧化硅：饱和或不饱和。高的碱/H <sup>+</sup>	淡水，由于碎屑蚀变而发生变质。海相浊积岩；海水	淡水到咸水、碱性水。非晶质氧化硅；在某些碱性湖内过饱和	碳酸盐：饱和或过饱和。非晶质氧化硅；不饱和。淡水、半咸水或海水
埋藏参数	很少埋藏，向深海平原扩张，在这里埋藏缓慢，埋深0.5—1km其压力和温度梯度属正常的大洋梯度	正常的到低的地热梯度；埋藏速度中等，埋深10km	低的热流；正常的地热梯度；高压低温，迅速埋藏	低的地热梯度；在山间盆地或在滨海三角洲和扇内迅速埋藏，埋深10km	正常到高的热流，快速埋藏，埋深中等，达到4—7km	正常的大陆压力和温度梯度；埋藏缓慢，埋深很少超过3—4km

续表

参 数	洋中脊和大洋板内	板块后缘—大陆边缘	俯冲 (海沟)	大陆—大陆碰撞	裂 谷	板 内 (克拉通)
深部孔隙水	可能接近热液硅酸盐, 富碱; 深海平原; 类似于海水	盐的浓度随深度和年代的增加而升高, 达到高的离子强度。石英: 过饱和; 方解石: 饱和或不饱和; 白云石: 过饱和。来自海岸的淡水进行渗透。在被埋藏的蒸发岩附近有盐的聚集	富氧化硅, 富碱。若在火山带附近, 则可能接近热液性质	陆相: 经过变化的雨水, 某些盐的含量随深度增大而增加。海相: 海水, 某些盐的含量随深度增大而升高	有些富含盐; 有些是热液性质的; 可能变为碱性的。	盐的浓度随深度和年代增加而升高, 达到高的离子强度。石英: 过饱和; 方解石: 饱和或不饱和; 白云石: 过饱和
时间(积极下沉和沉积作用的时间)	扩张速度: 1—6cm/a。深海平原: 埋藏缓慢, 100—200Ma	中等到极大的下沉: 50—200Ma	快速埋藏: 10—50Ma	快速的盆地充填: 1—30Ma	积极下沉: 5—20Ma	缓慢下沉: 100—300Ma
振荡运动	在扩张作用期间, 沿着转换断层出现某些隆起。通常为不可逆下沉	大部分为不可逆埋藏, 在局部地方和在向陆地边缘, 有些是可逆的	不可逆埋藏, 埋深可达到或超过20km。随后是造山作用, 俯冲带的迁移。	由于造山作用消除了山间盆地和海盆地, 因而出现了许多间歇性的逆向运动	大部分为不可逆埋藏; 在边界上出现一些逆向运动	隆起和下沉的多次逆向运动; 许多不整合+轻微的构造变形
实 例	大西洋中脊	北美的大西洋和墨西哥湾沿岸的中生界和新生代	阿留申海沟	印度的锡瓦利克岩系、孟加拉海底扇	北美东部的三叠系	北美的密执安盆地和中东部的盆地

### (一) 洋中脊

洋中脊的碎屑沉积物是一种混合物, 其中有(1)均匀混合的陆源碎粒, (2)海洋火成岩套 (主要是玄武岩, 但也包括下部洋壳和上地幔岩石的碎块), (3)深海碳酸盐组份。由于大部分洋中脊都离大陆源区有一定距离, 因此陆源物质的数量很少, 并且因为洋中脊属于高地, 所以它也不是浊积岩广泛沉积的位置。在洋中脊本身的薄层沉积物内, 存在非常少量的大洋火成产物的碎屑颗粒, 然而, 这一小部分物质的成分可能是鉴别其来源的强有力的标志 (R.Siever和M.Kastner, 1967)。由于洋中脊的大多数地方是处于碳酸盐补偿深度之上, 所以, 主要的沉积物类型是深海碳酸盐软泥。随着在洋中脊生长出来的地壳离开洋中脊向外扩张, 地壳发生收缩和下沉 (B.Parsons和J.G.Sclater, 1977), 最终使地壳进入到碳酸盐补偿深度之下, 并且使深海碳酸盐的沉积停止。

与洋中脊破裂带有关的沉积盆地, 例如大西洋中脊的韦马和罗曼什盆地, 含有与洋中脊本身的中央裂谷和中央山脉相同的陆源和深海组份。可是, 在这里, 可能存在着来自新生洋壳下层 (有岩墙、辉长岩、堆积体, 甚至还有上地幔表面的碎块) 的重要 (虽然数量很少) 的碎屑组份, 这些组份是由于洋壳下层的上述岩石在沿着断裂发生转换运动和垂直

运动的过程中露出表面而产生的。

洋中脊沉积物的早期间隙水主要受碳酸盐和玄武质玻璃控制。对洋中脊沉积物所作的有限的饱和度测量表明，细菌和后生动物的摄食活动可造成方解石不饱和（R. Siever, K. C. Beck和R. A. Berner, 1965）。玻璃的水解可能造成溶解氧化硅的高浓度，虽然到现在为止所有的证据都表明，这个浓度处于 $10^{-8}$ — $10^{-4}$  mol/l之间，也就是说，它是在底层水温的条件下，在低于非晶质氧化硅或蛋白石-A的饱和度水平时达到平衡的。在洋中脊表面有大量硅藻的地方，沉积物内丰富的硅藻可发生溶解，使间隙水内的氧化硅浓度增高。热流条件和最近在加拉帕戈斯三角点用潜水器对热泉所作的直接观察（J. M. Edmond, 1978）表明，在扩张中心肯定有大量海水渗进刚刚凝固的玄武岩内。这些溶液看来对它们渗入的沉积物会有某些影响，但是，洋中脊的扩张速度是每年几个厘米，而沉积速度每1000年大约只有几毫米或几厘米（指碳酸盐的沉积速度）。下面是一个典型实例：设洋中脊半扩张的速度为2cm/a，总的沉积速度为1cm/1000a，那么，在5Ma内，在离洋中脊100km的地方，只会堆积50m的沉积物。此外，洋中脊的热液活动似乎只限于一个非常窄（多数地方只有1km宽）的、正好处在扩张线上的带内。在这种中央裂谷内，很少存在超过几米厚的沉积物，这样薄的沉积物难以充分显示出任何明显的热液效应。另一方面，在断裂带内，沉积物的厚度可达到几百米，在那里，热液活动对沉积物的影响可能更大些。

可是，对大部分地区来说，在板块冷却和收缩到足以使它下沉到以深海平原为特征的深部之前，埋藏一直是缓慢的。板块在下沉到碳酸盐补偿深度之下以前，如果它在深海碳酸盐大量产生的广阔地区之下通过，那么，埋藏的速度可能会适当加快。即令平均埋藏速度缓慢，在多少正常的大洋热流条件（即在热流从洋中脊向外逐渐减弱的条件）下也会发生埋藏。这意味着，穿过这个剖面的沉积岩部分的实际地热梯度，处处都比陆地上的地热梯度高，其原因是热流穿过的地壳要薄得多。因此，我们所研究的可以是洋中脊附近大约 $50^{\circ}$ 或 $60^{\circ}$ C/km或者甚至更高的地热梯度，而不是平均大约 $30^{\circ}$ C/km的正常大陆地热梯度。温度可能要比根据大陆埋藏条件推测的温度高得多；同时，由于埋藏是在孔隙水含量较高、因而总密度低的沉积物之下，故压力只有适当增加。

沉积物一旦离开了洋中脊的中央带，并且不再遭受高的热流和热液的影响，那么，其间隙水就要卸掉一些成分，而变成与捕获的原始海水成分非常相似，后者由于与碳酸盐、氧化硅、硅酸盐和氧化物发生反应而受到改造。在此期间，沸石和蒙脱石自生长，如果原始沉积物富含硅质生物，那么它们常常与蛋白石-CT和微晶石英燧石伴生。碳酸盐可以被胶结，首先变成白垩，然后变成石灰岩，而燧石经历了几个形成阶段（R. Siever和C. L. Stein, 1978）。通常，只有当洋中脊紧靠俯冲带的火山岩带时，产生沸石和蒙脱石的火山岩组份才会大量出现。因此，东太平洋中隆的沉积物由于靠近秘鲁—智利俯冲带，所以含有比大西洋中脊沉积物多得多的火山成因物质；大西洋中脊除去亚速尔群岛、加那利群岛和其它地方少数几个火山岛弧的点源以外，都离重要的火山碎屑源甚远。

振荡运动对洋盆沉积物通常没有重要的影响。沉积物离开中脊，向中脊侧翼迁移，然后进入深海平原，直到它最后移向汇聚带为止；如果它移向俯冲带，那么它总是发生下沉，而不会经受垂直隆起。另一方面，如果沉积物向转换板块边界（如北美板块和太平洋板块之间的圣安德列斯断层）运动，那么，它可能会卷入到垂直运动中，因此会经历退化成岩作用、风化作用和剥蚀作用。与洋脊大断裂带（如韦马或罗曼什）伴生的盆地沉积物