

文章编号:1004-7824(1999)06-0065-06

砂岩中自生石英的来源、运移与沉淀机制

史丹妮, 金巍

(长春科技大学 地球科学院, 吉林 长春 130026)

摘要:砂岩中自生石英的来源具有多样性,它受时间、温度、深度和源区物质成分等多种因素的控制,并从其一种或多种成岩过程中获得,并通过对流方式加以运移,然后在pH值、温度等因素的影响下于合适的部位加以沉淀。

关键词:自生石英;胶结物;来源;运移;沉淀;石英碎屑颗粒

中图分类号:P588.21 **文献标识码:**A

自Sorby(1880)提出石英的次生加大后,广大学者对石英胶结物的来源及意义,砂岩胶结的时间与深度,硅质运移的通路与水源及石英的沉淀机制等方面产生了极为浓厚的兴趣并进行了广泛的研究。但是,长期以来有关石英胶结物的大多数资料都是定性的,难以形成一个较为普遍的认识。砂岩中最主要的胶结是石英胶结,而石英胶结物最常见的形式是次生加大。对石英胶结物沉淀机制的研究,对于油气储层沉积学和流动学的研究具有重要的理论意义,同时对于寻找优质储层也具有重要的指导意义。笔者在总结前人资料的基础上,对石英胶结物的沉淀机制进行了回顾与评述。

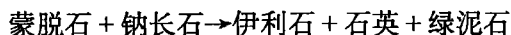
1 硅质的来源

关于砂岩中石英胶结物的硅质来源提法较多,McBride(1989)^[1]指出至少有23种硅质来源。然而,对于特定的砂岩,硅质的来源是有限的。它主要受大地构造背景、源区性质及时代等诸多因素的制约。

许多学者把砂岩中的碎屑石英和其它硅酸盐矿物之间的颗粒接触作为一种重要的硅质来源(Pittman, 1972^[2], Füchtbauer, 1974^[3]),经显著埋藏的砂岩表现得更为突出。其它由压溶作用产生的硅质来源包括:砂岩的缝合面(Dutton, 1986^[4]),粘土质砂岩中的石英颗粒(Füchtbauer, 1967^[5]),页岩中的石英颗粒(Füchtbauer, 1974^[3])及经历埋藏变质作用的页岩中的石英和其它硅酸盐矿物(Land等, 1987^[6])。一般来讲,细粒砂岩要比粗粒砂岩经受更为明显的压溶作用。在第三纪和第四纪砂岩中压力溶解是不常见的,除非其埋藏较深。在显微镜下,我们可以看到在页岩中的石英颗粒被拉长了,这些由于压力溶解产生的不规则形状很有可能与大量硅质的释放有关。

收稿日期:1999-06-30

Burst(1959)^[7]证明粘土矿物在埋深期间所经历的成岩作用具有广泛的转变,尤其是蒙脱石向伊利石和高岭石向绿泥石的转变。Siever(1962)^[8]描述了几种释放硅的转变反应作用,而 Towe(1962)^[9]证明这样释放的硅是石英胶结物潜在的大量物源,并提出下列反应:



我们知道,石英发生次生加大的温度范围是 60~150℃,而上述反应的发生温度是 20~100℃。所以,从理论上讲,二者可同时发生,但是,我们发现了许多地区石英胶结的温度要比蒙脱石转变成伊利石的温度低得多,因此,可以推断,硅质还有其它的重要来源。

Sorby(1880)^[10]推测石英胶结物来自于长石的分解, Siever(1957)^[11]指出高岭石化也是一种重要的硅质来源,因为每一分子的钾长石转变为高岭石都要释放出两分子的硅。Hawkins(1978)^[12]发现了高岭石化的长石和石英次生加大之间的关系。然而,许多石英胶结的砂岩中有少量长石,大多数杂砂岩富含粘土和碳酸盐胶结物,而缺少石英胶结物,可见源于长石置换作用的硅不是石英胶结物的主要来源。

包含化学沉淀的碳酸盐矿物的砂岩中都有取代长石和其它硅酸盐颗粒的现象,这种硅-碳酸盐交换的重要性和普遍性早已被一些学者注意到了。通过镜下观察,我们可以看到石英碎屑颗粒与碳酸盐胶结物的接触处为港湾状,是否为硅酸盐矿物硅的丢失体积与新形成的碳酸盐胶结物之间有一定的关系,还有待于进一步的研究,这可能是一种较为重要的硅质来源。

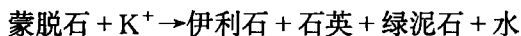
Siever(1957)^[11]指出页岩中的蛋白石骨骼颗粒可能是砂岩中石英胶结物的重要来源, Goldstein(1948)^[13]提出在没有压实作用的砂岩中的石英胶结物的硅质来源于较细的碎屑颗粒的溶解,有机酸的存在能够非常有效地溶解硅酸盐矿物,尤其是长石类矿物,释放的硅质可以用来完成石英的胶结。Vanhise(1904)^[14]提出,大气水进入地下溶解风化带的硅,并认为大气水中碎屑颗粒的硅酸盐分解可作硅质来源。当沉积层隆起时,硅质的来源主要为砂岩中的不稳定硅酸盐或粘土的风化,其产物为硅质硬壳。

许多学者已利用石英次生加大边的阴极发光带,来检验次生加大边的非均质性程度。根据所表现出的不同现象来推测石英胶结物的物质来源。Henry(1986)^[15]使用阴极发光和电子显微镜的背散射电子像来解释次生加大边复杂的变化带和干扰带的出现,指出这些带是由 Al 含量变化的结果。前不久, Mohamand 和 Peter(1997)^[16]根据岩相学、阴极发光性及微量元素对澳大利亚 Cooper 盆地 Tirrawarra 砂岩中石英胶结物的来源进行了研究(表 1)。

表 1 澳大利亚 Cooper 盆地 Tirrawarra 砂岩中石英胶结物特征

阴极发光颜色	棕 色	蓝 色	棕 色
$t/^\circ\text{C}$	65~80	80~100	125~135
$w(\text{Al})/10^{-6}$	237	538	58
硅的来源	长石的早期溶解	长石的晚期溶解	压溶作用

从表中可以看出,在埋藏浅(温度为 65~80℃的地区,次生加大边中 Al 的含量较高,这主要与钾长石的分解有关,相关的反应为:



我们知道,这个反应是在 60~100℃ 条件下进行的,与上述实验结果相吻合。而在埋藏较深的地区,缺少与之相对应的反应,而硅主要来源于经受压实作用的碎屑颗粒。可见硅质来源与深度具有一定的关系,对此有待于进一步的研究。

2 运移机制

从相邻的页岩进入砂岩层硅的扩散作用被一些学者所接受(Füchtbauer, 1967^[5]; Jacka, 1970^[17]; Wood 和 Surdam, 1979^[18]; Lahann, 1980^[19]),但多数学者都赞同由于地下水的对流循环而引起硅的运移。为什么说是通过对流循环作用来实现的呢?假设饱和水中的硅从 100℃ 上升到 60℃ 的深度处,在砂岩中作为石英胶结物沉淀出的饱和硅要完成 5%~15% 的胶结,每立方厘米要有 $10^4 \sim 10^5$ 孔隙体积水,然而,在大多数盆地中,来自于页岩压实作用及粘土成岩作用这样大的水体积是不能实现的。

Aplin(1994)^[20]利用石英沉积物中氧同位素组成来判断水的来源及水的体积。砂岩中沉淀的水要比大气水重,而与现在盆地深部的水相似,富含 $\delta^{18}\text{O}$ 的地层水,通常被认为是海水蒸发或者是与粘土矿物及碳酸岩矿物反应的结果,在这两种情况下,水的体积是有限的,蒸发水的体积仅仅是它们沉积时圈闭在蒸发孔隙中卤水的体积,总体积不到砂岩的一个孔隙体积。来自水-矿物反应的 $\delta^{18}\text{O}$ 的水体积可以通过 Taylors 氧同位素质量平衡方程加以计算:

$$W\delta_{wi}C_w + R\delta_{fi}C_r = W\delta_{wf}C_w + R\delta_{ri}C_r \quad (1)$$

这里, W 和 R 代表本系统中水和矿物的质量, i, f 分别代表氧同位素转变的初值和终值。 C_r 和 C_w 分别代表反应矿物和水的氧的原子百分数。由(1)可以推出下式:

$$W/R = (\delta_{ri} - \delta_{fi}) / [\delta_{wi} - (\delta_{ri} - \Delta)] (C_r/C_w) \quad (2)$$

图 1 表明,如果 W/R 值大于 5,在水和矿物反应过程中氧同位素没有什么变化,如果 W/R 小于 5,地层水和石英沉积氧同位素组成相似于:

- (1) 当大气水和海水沉积时,圈闭于沉积孔隙中的水;
- (2) 通过动力流(大气水)进入盆地的水;
- (3) 来自于大气水与海水的混合水。

因为地下水和石英沉积流体均没有显示出上述任何趋势,我们得到的水体积很有可能不会超过盆地深部的孔隙空间。这样,水的体积表明硅质的运移和胶结不可能通过平流来实现,由于同位素和流体类型的不一致,也就排除了盆地边部大气水的可能性,所以唯一的方式只能是对流。

用对流所引起的循环水(Wood 和 Hewett, 1982^[21], 1984^[22])来解释石英胶结物和其它胶结物,则是一种较有说服力的假设。水对流已用来解释被动盆地的胶结和二次孔隙模式。现在,它已被看作是 Gulf Coast 盆地的主要成岩机制(Land 等, 1987^[6])。Wood 和 Hewett (1984)^[22]的模式表明,在对流圈中,热源带为硅的溶解带,较冷带则为硅的沉降带,其流体流动的驱动机制为密度驱动,该系统是由于温度梯度导致的密度差而引起热对流成岩系统。杨庆杰(1999)对绥滨拗陷热对流的成岩作用进行了研究,指出石英的次生加大边是热对流驱动流动系统的产物。

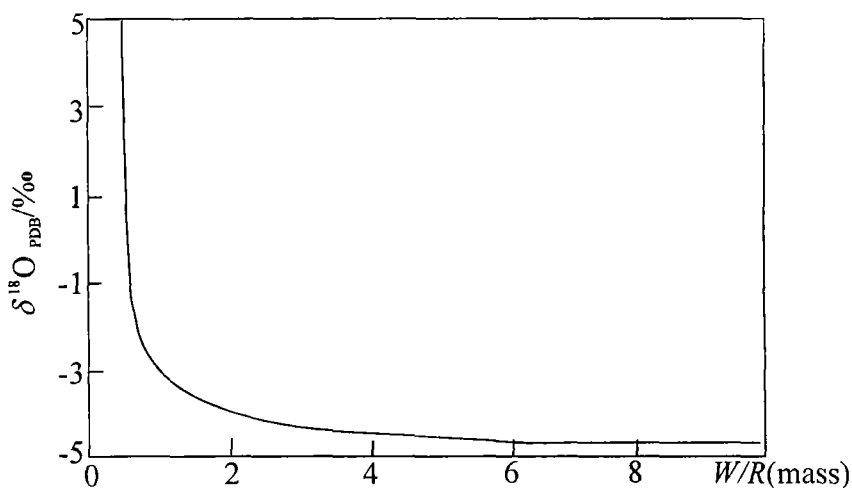


图1 氧同位素组成与水-矿物质量比对应曲线

3 沉淀机制

3.1 pH 值的影响

沉积环境对石英胶结的影响是通过对早期孔隙水的直接控制和对砂岩结构的间接影响来实现的,一些学者指出沉积环境与石英胶结物有直接的联系,决定和控制着石英胶结物的空间分布。Levandowski 等(1973)^[23]认为,在 Denver 盆地中,高 pH 值的碱性卤水,由于 Lyon 砂岩近源相低 pH 值水的混合,使石英发生沉淀。

3.2 矿物的影响

一些学者认为,包裹在碎屑颗粒之外的矿物通过使碎屑颗粒同能沉淀石英的水分离来阻止石英的次生加大(Füchtbauer, 1967^[5]; Pittman 和 Lumsden, 1968^[24]; Pittman, 1972^[2])。不同矿物阻止石英胶结的有效率按降幂排列是绿泥石>那利石=燧石=碳酸盐岩>赤铁矿(Heald 和 Larese, 1974^[25])。包裹在碎屑颗粒外的粘土的厚度和连续性也起一定的作用。另外,在砂岩中的碳水化合物也阻止着石英的胶结(Füchtbauer, 1967^[5]; Thomas 和 Oliver, 1979^[26])。

3.2 温度的影响

与方解石的沉淀恰恰相反,石英在高温下溶解,在低温上沉淀,在一个系统中,我们不可能看到二者同时沉淀。从石英胶结物的分布来看,前寒武纪和早古生代以次生石英胶结为主的地层是以碳酸盐胶结为主的地层的4倍。老砂岩要比年青的砂岩有着更多的胶结物,这主要与地热流的变化有关。尤其是胶结作用与深度有一定的关系,它要在一定的深度范围内(1~2km)发生,随深度的变化,胶结作用的程度也不同。Füchtbauer(1974)^[3]发现中生代砂岩中石英胶结的数量随深度的增加有呈线性增长的趋势。

3.4 其它因素

通过大量显微镜及扫描电镜的研究,石英次生加大边在光学上具有极好的继承性,石英次生加大边在砂岩中广泛出现,表明要生成新的晶体所必需的活动能是极其巨大的,它要比

形成石英碎屑颗粒的加大边大得多。许多石英胶结的初期阶段表明,次生加大边形成于碎屑颗粒之间这个狭窄的范围内,归因于水的活动性下降,及在孔隙中沿碎屑颗粒结晶方位表面能的获得。

4 讨论

一般来讲,盆地所处的大地构造背景控制着沉积盆地的特征及其沉淀的碎屑成分,而控制胶结作用的因素包括盆地地下水流动路径,沉积物的压实历史和岩石流体的热史等,这些因素因盆地类型的不同而不同。石英杂砂岩和其它富含石英的砂岩主要出现在克拉通地盆地、前陆盆地和被动大陆边缘盆地,这里存在较多的石英胶结,在构造活跃的部位有较少的石英胶结。可见盆地所处的大地构造背景则是控制自生石英来源、运移和沉淀的最主要因素。另外,粗粒石英比具有石英胶结流体的细粒石英胶结得快,但当流体对二者作用相同时,细粒砂岩则比粗粒砂岩胶结得快,因而流体是影响石英胶结的重要因素之一。在特定的构造背景下,不同盆地具有不同成岩流体动力系统,对于每个系统的分析,关键在于对自生矿物尤其是石英成因的认识。通过流体包裹体和氧同位素成分测定可以获得温度数据,再根据现今地热梯度或根据年龄值校正的梯度就可以求得胶结作用的深度。由此反推胶结作用所发生的大地构造背景,进而分析流体的动力系统。

参考文献:

- [1] MCBRIDE E F. Quartz cement in sandstone: a review[J]. *Earth-Science Reviews*, 1989,26(2):69-112.
- [2] PITTMAN E D. Diagenesis of quartz in sandstone as revealed by scanning electron microscopy[J]. *J. Sediment. Petrol.*, 1972,42(3):507-519.
- [3] FÜCHTBAUER H. *Sediments and Sedimentary Rocks*[M]. New York: Wiley, 1974,464pp.
- [4] DUTTON S P. Diagenesis and burial history of the Lower Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas[D]. (Ph. D. diss.). Austin, Texas: University of Texas, 1986,165pp.
- [5] FÜCHTBAUER H. Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity[A]. 7th World Petrol. Congr. [C]. 1967,2:253-369.
- [6] LAND L S, MILLIKEN K L and MCBRIDE E F. Diagenetic evolution of Cenozoic sandstones, Gulf of Mexico sedimentary basin[J]. *Sediment. Geol.*, 1987,50(1-3):195-225.
- [7] BURST J F. Post-diagenetic clay mineral environmental relationships in the Gulf Coast Eocene[J]. *Clays Clay Miner.*, 1959,2(2):327-341.
- [8] SIEVER R. Silica solubility, 0-200°C and the diagenesis of siliceous sediments[J]. *J. Geol.*, 1962,70(2):127-151.
- [9] TOWE K M. Clay mineral diagenesis of a possible silica cement in sedimentary rocks[J]. *J. Sediment. Petrol.*, 1962,32(1):26-28.
- [10] SORBY H C. On the structure and origin of non-calcareous stratified rocks[J]. *Q. J. Geol. Soc. London*, 1880,37:463-466.
- [11] SIEVER R. Pennsylvanian sandstones of the Eastern Interior Coal Basin[J]. *J. Sediment. Petrol.*, 1957,27(2):227-250.
- [12] HAWKIN P J. Relationship between diagenesis porosity reduction and emplacement in Late Carboniferous sandstone reservoirs, Bothamsall Oilfield, E. Midlands[J]. *J. Geol. Soc. London.*, 1978,135(1):7-24.
- [13] GOLDSTEIN A Jr. Cementation of Dakota sandstone of the Colorado Front Range[J]. *J. Sediment. Petrol.*, 1948,56(3):669-673.
- [14] VAN HISE C R. A treatise on metamorphism[C]. U. S. Geol. Surv. Monogr., 1904,47:1286.

- [15] HENRY D J, SUKKECHI R R and BLOCH S. Development of quartz overgrowths and pressure solution in quartz sandstones: evidence from cathodoluminescence back scattered electron imaging and trace element analysis on the electron microprobe (Abstr.) [A]. Geol. Soc. Am. Abstr. Progr. [C]. 1986, 18: 635.
- [16] MOHAMAND R R and PETER T. Origin of quartz cement in the Terrawarra sandstone, southern Cooper Basin, South Australia [J]. J. of Sediment. Res. , 1997, 67(1): 168 - 177.
- [17] JACKA A D. Principle of cementation and porosity-occlusion in Upper Cretaceous sandstones, Rocky Mountain region [A]. 22nd Annu. Field Conf. , Wyoming Geol. Assoc. Guidebook [C], 1970, 265 - 285.
- [18] WOOD J R and SURDAM R C. Application of convective-diffusion model to diagenetic processes [A]. SCHOLLE P A and SCHLUGER P R. Aspects of Diagenesis [C]. Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ. , 1979, 26: 243 - 250.
- [19] LAHANN R W. Smectite diagenesis and sandstone cement and the effect of reaction temperature [J]. J. Sediment. Petrol. , 1980, 50(3): 755 - 760.
- [20] APLIN E D. Oxygen isotopic indications of the mechanism of silica transport and quartz cementation in deeply buried sandstone [J]. Geology, 1994, 22(9): 847 - 850.
- [21] WOOD J R and HEWETT T A. Fluid convection and mass transfer in porous sandstone: a theoretical model [J]. Geochim. Cosmochim. Acta. , 1982, 46(10): 1707 - 1713.
- [22] WOOD J R and HEWETT T A. Reservoir diagenesis and convective fluid flow [A]. MCDONALD D A and SURDAM R C. Clastic Diagenesis [C]. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. , 1984, 37: 99 - 110.
- [23] LEVANDOWSKI D W, KALEY M E and SILVERMAN S R et al. Cementation in Lyons sandstones and its role in oil accumulation, Denver Basin, Colorado [J]. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. , 1973, 57(11): 2217 - 2244.
- [24] PITTAMAN E D and LUMSDEN D N. Relationship between chlorite coatings on quartz grains and porosity [J]. J. Sediment. Petrol. , 1968, 38(2): 668 - 671.
- [25] HEALD M T and LARESE R E. Influence of coatings on quartz cementation [J]. J. Sediment. Petrol. , 1974, 44(4): 1269 - 1274.
- [26] THOMAS M B and OLIVER T A. Depth-porosity relationship in the Viking and Cardium Formations of central Alberta [J]. Bull. Can. Petrol. , 1979, 27(2): 209 - 228.