科学通报 2014 年 第 59 卷 第 14 期: 1280 ~ 1283
快 讯 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

太行山中南段早白垩世岩石圈地幔的水含量: 对华北克拉通破坏的动力因素的制约

刘少辰, 夏群科*

中国科学院壳幔物质与环境重点实验室, 中国科技大学地球和空间科学学院, 合肥 230026
* 联系人, E-mail: qkxia@ustc.edu.cn

2013-05-28 收稿, 2013-09-16 接受, 2014-4-29 网络版发表
国家自然科学基金(91014007, 41225005)资助

摘要 已有的研究表明, 华北克拉通东部的岩石圈地幔在克拉通破坏峰期(早白垩世)时是高度富水的, 水化造成的岩石圈强度的显著降低为克拉通破坏提供了前提. 古生代以来华北克拉通经历的大洋板块南向、北向和西向的俯冲都可能造成其水化. 为了查明造成水化的主导过程, 本文对太行山中南段符山早白垩世高镁闪长岩中的橄榄岩包体进行了水含量的测定. 数据显示, 太行山早白垩世岩石圈地幔的含水量(~40 ppm)远低于华北东部同期的岩石圈地幔(>1000 ppm). 这些结果直观地表明, 华北东部早白垩世岩石圈地幔的高水含量主要是由西向俯冲的太平洋板块造成的. 从这个角度来说, 华北克拉通破坏的主要动力因素可能是太平洋板块俯冲.

关键词
水
橄榄岩包体
早白垩世
太行山南段
克拉通破坏

稳定的克拉通能够被破坏的前提是其岩石圈强度的降低, 而岩石圈的水化是造成强度降低的最有效途径之一[1~4]. 华北克拉通中生代经历了强烈的破坏, 其峰期在早白垩世[5]. 对山东费县早白垩世岩石圈地幔来源的高镁玄武岩的研究表明, 中生代时期华北东部岩石圈地幔的确是强烈水化的(水含量>1000 ppm, 1 ppm=1×10^{-6} μg g^{-1}, 下同)[1]. 华北克拉通自古生代以来经历了多个海洋板块不同方向的俯冲, 包括特提斯洋板块的北向俯冲、古亚洲洋板块的南向俯冲和古太平洋板块的西向俯冲[6,7], 它们都能造成华北中生代岩石圈地幔的水化. 如果是特提斯洋板块的北向俯冲和/或古亚洲洋板块的南向俯冲起主导作用的话, 那么太行山中南部的早白垩世岩石圈地幔应该和山东费县地区一样, 是高度富水的; 而如果是古太平洋板块俯冲的影响占主导, 那么由于西向俯冲的太平洋板块最远只到达了太行山一线[8], 因此太行山中南段的岩石圈地幔应该没有受到和东部费县地区相同程度的水化. 基于以上考虑, 我们对太行山中南段符山高镁闪长岩中的橄榄岩包体进行了含水量的分析, 以此来探讨华北中生代岩石圈水化的机制, 从一个新的角度来制约华北克拉通破坏的动力因素.

早白垩世(~125 Ma)的符山杂岩体位于太行山中南段, 其中的高镁闪长岩携带有方辉橄榄岩、二辉橄榄岩和纯橄岩包体[9,10]. Xu 等人[9]对这些地幔包体进行了详细的岩石学和地球化学研究, 认为方辉橄榄岩和二辉橄榄岩代表着太古代继承下来的冷的、难熔的、富集的克拉通型岩石圈地幔, 而纯橄岩则是早白垩世硅酸盐熔体交代的产物. 本文的 6 个样品是 Xu 等人[9]文中进行过详细研究的方辉橄榄岩(4 个)和二辉橄榄岩(2 个), 详细的岩石学和地球化学数据见文献[9].

橄榄岩包体根据各自大小磨制成长度 2~4 cm, 宽度 1~2 cm, 厚度 0.15~0.25 mm 的双面抛光的薄片, 矿物的水含量在中国科学院壳幔物质与环境重点实验室用显微红外光谱进行测定, 分析的区域都是新鲜的、避开裂隙的矿物颗粒内部. 详细的实验条件、流程和水含量的计算方法见文献[11], 矿物水含量的总分析误差(包括红外分析的误差、厚度测量的误差和吸收系数的误差)<20%[11].

由于橄榄岩包体中矿物的颗粒不大, 无法制成定向薄片进行偏振红外分析, 所以只能采用多颗粒非偏振分析后取平均值的方法, 这个方法的分析误差取决于分析的颗粒数目, >10 个颗粒的平均才能够保证<10%的误

引用格式: 刘少辰, 夏群科. 太行山中南段早白垩世岩石圈地幔的水含量: 对华北克拉通破坏的动力因素的制约. 科学通报, 2014, 59: 1280–1283
英文版见: Liu S C, Xia Q K. Water content in the early Cretaceous lithospheric mantle beneath the south-central Taihang Mountains: Implications for the destruction of the North China Craton. Chin Sci Bull, 2014, 59, doi: 10.1007/s11434-014-0203-z

差[12]. 符山橄榄岩中除了 2 个样品(FS6-55 和 FS7-1)外, 其余 4 个样品中单斜辉石的颗粒较少, 难以获得足够多的颗粒, 因此, 我们只获得了这 2 个样品中单斜辉石的水含量. 所有样品中橄榄石和斜方辉石都有足够多(10~20 个)的颗粒进行红外分析.

橄榄岩包体被寄主闪长质岩浆携带至地表的过程中, 与寄主岩浆之间不可避免要发生扩散和/或反应, 包体中次生角闪石和云母的出现以及橄榄石和单斜辉石颗粒边缘的反应边就是例证[9]. 扩散和反应都可能会改变橄榄岩矿物的原始水含量. 但是以下两点使得我们认为斜方辉石保存了源区的水含量: (1) 对部分新鲜而粒径较大的斜方辉石进行了颗粒内部的剖面分析, 结果显示颗粒内部水含量均一, 没有表现出扩散和反应应该引起的不均一性; (2) 水含量和 Al, Si 之间分别存在正、反相关性(图 1), 这符合其替代机制 $Al^{3+}+H^{+} \leftrightarrow Si^{4+}$, 没有表现出因原始水含量的改变而引起的相关性的破坏.

已有的实验和天然观察都表明, 在上地幔条件下, 单斜辉石和斜方辉石之间 H_2O 的分配系数为 ~2.0±0.5[13~20]. 符山橄榄岩中单斜辉石和斜方辉石的平均水含量比值为 2.05(322/157, 表 1), 这说明单斜辉石也保存了源区的原始水含量. 为了计算全岩水含量, 对 4 个没有取得实测单斜辉石水含量的样品, 采用单斜辉石和斜方辉石之间 H_2O 的分配系数为 2, 依据斜方辉石的水含量来反推了单斜辉石的水含量(表 1).

对于橄榄石来说, 实测的斜方辉石和橄榄石之间水含量比值的范围很大(7~330), 远远超出了实验限定的上地幔条件下的分配系数(10~30 之间, 多为~10[20]), 这可能表明至少部分橄榄石的原始水含量没有得到有效地保存. 已有的天然观察也表明, 玄武质岩浆携带的橄榄岩包体中的橄榄石通常都不能保存其源区水含量[3,21~23]. 橄榄石和辉石之间行为的差异可能与多种因素有关, 如橄榄石中的 H 可能部分存在于面缺陷中而易于扩散、橄榄石相对于辉石来说易于变形、橄榄石和辉石中氢键强度的差异等[4]. 因此, 在计算全岩水含量时, 除了使用实测的橄榄石水含量外, 还采用斜方辉石和橄榄石之间 H_2O 的分配系数为 10 来反推了橄榄石的原始水含量. 表 1

表 1　符山早白垩世高镁闪长岩中橄榄岩包体的水含量

样品编号	岩石类型	单斜辉石		斜方辉石		橄榄石		全岩	
		矿物比例 (%)	水含量 (ppm)	矿物比例 (%)	水含量 (ppm)	矿物比例 (%)	水含量 (ppm)	水含量 (ppm)[a)]	水含量 (ppm)[b)]
FS6-18	尖晶石方辉橄榄岩	3.3	259*	8	123	85.6	3	21	29
FS6-56	尖晶石方辉橄榄岩	1.7	328*	8	156	87.5	2	20	32
FS7-10	尖晶石方辉橄榄岩	11	313*	9.5	149	87.6	6	23	31
FS6-55	贫单斜辉石二辉橄榄岩	6.7	216	11.1	159	79.4	22	50	45
FS7-1	贫单斜辉石二辉橄榄岩	5.6	404	10.6	188	80.8	26	64	58
FS7-9	贫单斜辉石二辉橄榄岩	5	346	11.2	165	83.3	1	36	50
平均值			322		157		10	36	41

a) 按照橄榄石实测水含量计算的值; b) 按照斜方辉石和橄榄石的分配系数为 10 计算出的橄榄石水含量, 进而计算的全岩水含量; * 按照单斜辉石和斜方辉石之间 H_2O 的分配系数为 2 计算的值

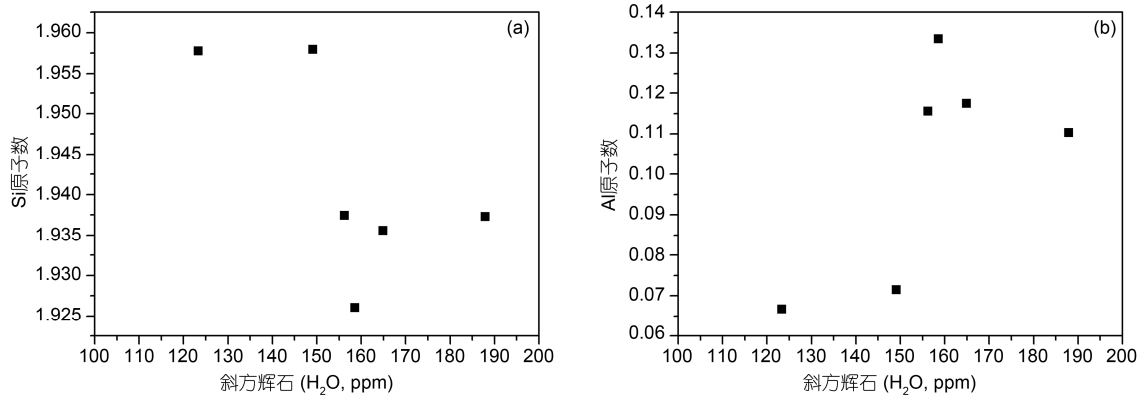


图 1　符山橄榄岩中斜方辉石水含量与 Al 和 Si 含量的相关图

原子数计算是以 6 个氧原子为基础的, 电子探针测定的氧化物含量见文献[9]

列出了分别由实测的橄榄石水含量和反推的橄榄石水含量来计算的全岩水含量, 可以看出, 由于橄榄石的水含量很低, 两种处理办法造成的差异不大.

由上述两种计算方法得到的符山早白垩世高镁闪长岩中橄榄岩包体的全岩水含量分别为 21~64(平均为 36 ppm, 表 1)和 29~58 ppm(平均为 41 ppm, 表 1), 显著低于华北东部同时期的费县岩石圈地幔(>1000 ppm[1]), 略高于华北新生代的岩石圈地幔[11](图 2). 无论是橄榄岩包体中斜方辉石的水含量还是全岩的水含量, 符山地区都落在典型克拉通岩石圈地幔的范围之内[13,17,23~25](图 2). 图 2 直观地显示, 华北克拉通破坏峰期(早白垩世)时太行山一线的岩石圈地幔仍然具有和典型克拉通岩石圈地幔相似的水含量, 并没有像华北东部那样强烈富水. 水含量影响着岩石圈地幔的黏滞度, 高水含量对应着低黏滞度[1~4,26], 因此, 在华北克拉通破坏的峰期, 太行山一线的岩石圈地幔具有和典型克拉通地幔相似的黏滞度, 而不像东部那样已经显著弱化[1]. 这个结果不仅和华北岩石圈地幔显著减薄主要发生在东部这一事实吻合, 同时还表明华北东部早白垩世岩石圈地幔的高水含量主要是由西向俯冲的太平洋板块造成的. 从这个角度来说, 华北克拉通破坏的主要动力因素可能的确是太平洋板块俯冲[27,28].

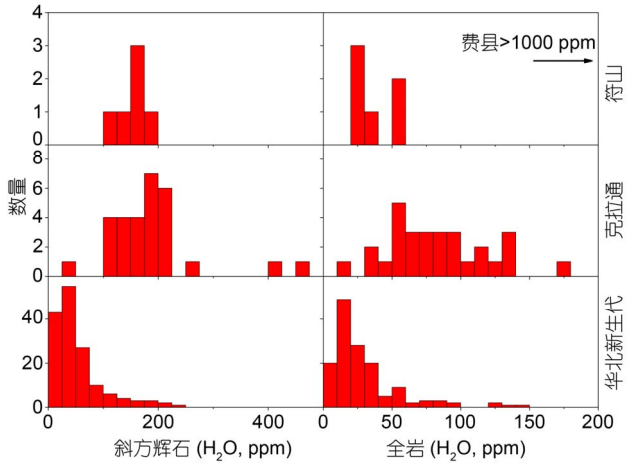


图 2 符山与华北东部费县早白垩世、典型克拉通以及华北新生代岩石圈地幔水含量的对比

符山的全岩水含量是根据实测橄榄石水含量计算的值; 费县的数据引自文献[1]; 典型克拉通的数据引自文献[13,14,17,23~25]; 华北新生代的数据引自文献[11,19]

致谢 感谢吉林大学许文良教授提供样品以及三位评审人的建设性意见.

参考文献

1 Xia Q K, Liu J, Liu S C, et al. Earth Planet Sci Lett, 2013, 361: 85–97
2 Dixon J E, Dixon T H, Bell D R, et al. Earth Planet Sci Lett, 2004, 222: 451–467
3 Li Z X A, Lee C T, Peslier A H, et al. J Geophys Res, 2008, doi: B0921010.1029/2007jb005540
4 Peslier A H, Woodland A B, Bell D R, et al. Nature, 2010, 467: 78–81
5 Menzies M A, Xu Y G, Zhang H F, et al. Lithos, 2007, 96: 1–21
6 Fan W M, Menzies M A. Geotect Metallo, 1992, 16: 171–180
7 Windley B F, Maruyama S, Xiao W J. Am J Sci, 2010, 310: 1250–1293
8 Huang J L, Zhao D. J Geophys Res, 2006, 111: B09305, doi: 10.1029/2005JB004066
9 Xu W, Yang D, Gao S, et al. Chem Geol, 2010, 270: 257–273
10 Liu J G, Rudnick R L, Walker R J, et al. Geochim Cosmochim Acta, 2011, 75: 3881–3902
11 Xia Q K, Hao Y T, Li P, et al. J Geophys Res, 2010, 115: B07207, doi: 10.1029/2009JB006694
12 Kovács I, Hermann J, O'Neill H S C, et al. Am Miner, 2008, 93: 765–778
13 Bell D R, Rossman G R. Science, 1992, 255: 1391–1397
14 Peslier A H, Luhr J F, Post J. Earth Planet Sci Lett, 2002, 201: 69–86
15 Hauri E H, Gaetani G A, Green T H. Earth Planet Sci Lett, 2006, 248: 715–734
16 Aubaud C, Withers A C, Hirschmann M M, et al. Am Miner, 2007, 92: 811–828
17 Grant K, Ingrin J, Lorand J P, et al. Contrib Mineral Petrol, 2007, 154: 15–34
18 Tenner T J, Hirschmann M M, Withers A C, et al. Chem Geol, 2009, 262: 42–56
19 Xia Q K, Hao Y T, Liu S C, et al. Gondwana Res, 2013, 23: 108–118

20 Kovács I, Green D H, Rosenthal A, et al. J Petrol, 2012, 53: 2067–2093
21 Demouchy S, Jacobsen S D, Gaillard F, et al. Geology, 2006, 34: 429–432
22 Peslier A H, Luhr J F. Earth Planet Sci Lett, 2006, 242: 302–319
23 Peslier A H, Woodland A B, Wolff J A. Geochim Cosmochim Acta, 2008, 72: 2711–2722
24 Peslier A H, Woodland A B, Bell D R, et al. Geochim Cosmochim Acta, 2012, 97: 213–246
25 Baptiste V, Tommasi A, Demouchy S. Lithos, 2012, doi: 10.1016/j.lithos.2012.05.001
26 Karato S I. Tectonophysics, 2010, 481: 82–98
27 Zhang J J, Zheng Y F, Zhao Z F. Lithos, 2009, 110: 305–326
28 朱日祥, 徐义刚, 朱光, 等. 中国科学: 地球科学, 2012, 42: 1135–1159