

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.123>



湘西北奥陶系宝塔组灰岩龟裂纹构造特征、成因及其资源意义

黄乐清, 刘伟, 柏道远, 李泽泓, 梁恩云, 陈珍宝

湖南省地质调查院, 湖南长沙 410116

摘要: 湘西北上奥陶统宝塔组灰岩的龟裂纹构造在岩序上具有“下密上稀、过渡变形、不穿邻层、似泄水充填”的特点, 是地史时期一种特殊的沉积构造。为了查明其成因机制及其与扬子海盆演化过程的内在联系, 从湘西北龟裂纹灰岩的岩石学特征、裂缝特征、地球化学特征、盆地模型以及综合对比已知成因的“似龟裂纹构造”等诸多方面入手, 经研究后认为龟裂纹构造属于一种受准同生期胶凝作用影响形成初始微缝, 随后在构造挤压控制下、盆地快速下沉、盆内形成异常高压场的流体环境, 驱使下伏富水岩层的灰泥物质向上挤入、充填、改造先期初始裂缝而形成。宝塔组龟裂纹构造的研究, 为我们探究构造—流体—岩石多重作用机制提供了岩石学方面的资料; 同时, 该裂纹疏导功能良好, 具有重要的成矿(油藏)意义。

关键词: 龟裂纹构造; 宝塔组; 成因机制; 奥陶纪; 湘西北; 岩石。

中图分类号: P583

文章编号: 1000-2383(2019)02-0399-16

收稿日期: 2018-12-30

Characteristics, Petrogenesis and Resource Significance of the Limestone with Polygonal Reticulate Structure of Pagoda Formation, in Northwestern Hunan Province

Huang Leqing, Liu Wei, Bai Daoyuan, Li Zehong, Liang Enyun, Chen Zhenbao

Hunan Institute of Geology Survey, Changsha 410116, China

Abstract: The limestone of the upper Ordovician Baota Formation in northwestern Hunan has a crack structure, bearing the characteristics of “decreasing cracks from top-bottom, no crossing between adjacent layers, multi-period deformation, water-like filling” in rock sequence, which is a special sedimentary structure in geological period. In order to find out its genetic mechanism and its internal relationship with the evolution of the Yangtze basin, the author does research from aspects including lithology, fracture characteristics, geochemical characteristics, basin model and comprehensive comparison of the known causes of crack-like polygonal reticulate structure. It is found that the crack structure is a kind of initial slit formed under the influence of contemporaneous gel condensation. Then under the control of tectonic extrusion, the basin sinks rapidly, a fluid environment in an abnormal high pressure field is formed in the basin, which leads to squeezing, filling and initial cracks reconstruction from the plaster material in underlying water-rich rocks. This study on the crack structure of the Baota Formation provides petrological data for the study on the mechanism of tectonic-fluid-rock interaction. Meanwhile, a good dredging function of the cracks has an important practical significance for the study on mineralization as well as oil and gas accumulation.

Key words: polygonal reticulate structure; Baota Formation; formation mechanism; Ordovician; Northwestern Hunan Province; rock.

基金项目: 中国地质调查局区域地质调查项目(No.1212011220510)。

作者简介: 黄乐清(1985—), 男, 工程师, 主要从事区域地质调查及沉积学的研究。ORCID: 0000-0003-4894-5794. E-mail: 289773254@qq.com

* **通讯作者:** 刘伟, ORCID: 0000-0002-6489-5291. E-mail: liuw9072@163.com

引用格式: 黄乐清, 刘伟, 柏道远, 等, 2019. 湘西北奥陶系宝塔组灰岩龟裂纹构造特征、成因及其资源意义. 地球科学, 44(2): 399—414.

0 引言

奥陶系宝塔组灰岩以含大量巨大的角石即 *Sinoceraschinense* (Food) 个体为特征. 前人根据直角石化石形态极似“宝塔”而命名为宝塔组, 这也是我国唯一用化石形态特征创名的一个地层单位名称 (湖南省地质矿产开发局, 1997). 该组灰岩发育特殊网纹的形态组构, 其他时代的灰岩均无此特点, 因而它是地质历史中的“时髦相” (许效松等, 2001). 目前, 对此形态的描述有“网纹构造”、“龟裂纹构造”等术语, 考虑到历史沿袭与使用习惯, 本文仍使用“龟裂纹”这一传统术语. 这种特殊的龟裂纹构造, 在我国多地被当地居民习惯称为“龙鳞石” (如陕西汉中), 而对产出这种岩石的地方命名为“龙山”. 由于这种龟裂纹构造的特殊性及环境指示作用, 自 80 年代后, 沉积学界开始了对成因的激烈讨论. 前人通过大量的调查和研究, 陆续提出了多种成因: (1) 干裂成因, 最早期的观点. 有研究人员曾提出滨海潮汐环境下由于地壳的频繁震荡而露出水面形成的干裂成因, 吴劲薇和夏树芳 (1989) 亦认同该观点, 后期, 随着认识的不断深入, 广大学者多已否定了这一观点; (2) 凝缩、胶缩成因, 属于目前主流的观点. 盛莘夫和姬再良 (1984, 1985) 通过对网纹形态、沉积环境的研究, 认为是一种典型的水下沉积构造——胶缩纹, 所谓胶缩纹 (Syneresis crack), 是指呈凝胶体的沉积物沉积之后, 在盐度适中、胶体脱水收缩作用下, 垂直层面形成了胶体收缩裂纹; 方少仙等 (1994) 亦提出类似观点, 认为是在沉积物处于弱固结状态时, 胶体脱水和灰泥凝聚而成; 王泽中 (1996) 等认为该龟裂纹是低沉积速率下海底硬地收缩的结果; 王安东等 (2012) 认为是胶凝缩过程中, 含水泥质排泄充填裂缝而形成的. 关于胶缩成因裂缝的研究, 国外已有大量研究 (Jüngst, 1934; Wheeler *et al.*, 1951; White, 1961; Burst, 1965; Plummer and Gostin, 1981; Brian, 1998, 2001; Dewhurst *et al.*, 1999; Kovalchuk *et al.*, 2017), 通过实验分析数据或实际调查中解释了这一特殊现象存在的科学性. (3) 同生—准成岩期收缩、泄水成因. 沈建伟 (1989) 在黔东、黔东北一带的宝塔组中见鲕粒灰岩、含铁核形石、叠层石, 提出浅水沉积—成岩构造成因; 周书欣等 (1992) 否认了干裂的观点, 认为是在成岩期细菌参与下、灰泥与粘土纹层二者的差异压实和压溶作用控制的产物. 王尧 (1995) 认为是含水的碳酸盐沉积物在构造应力和成岩作用中发生的裂开、脱水收

缩, 以后又经压溶作用使之改造并复杂化而成, 属于构造—成岩作用产物. 周传明等 (2000) 提出灰—泥密度差效应下产生似火焰状包裹, 是一种成岩早期准同生变形构造; 在国外, 部分学者亦提出快速堆积的饱含水沉积物快速脱水也可以形成水下收缩裂缝 (Plummer and Gostin, 1981; Kidder, 1990; Brian, 1998, 2001). (4) 沉积—生物复合成因. 许效松等 (2001) 提出三相控岩, 即环境相、生态相与成岩相, 国外亦有部分微生物控岩的认识 (Kovalchuk *et al.*, 2017). 张卿等 (2013) 认为网纹构造是受生物扰动及构造活动因素影响在同生—准同生阶段深水沉积环境下的产物. (5) 特时相 (time-specific sedimentary facies) 的产物. Zhan *et al.* (2016) 认为宝塔组龟裂纹灰岩是在早期的成岩过程中, 钙质不断聚集、灰岩块体不断生长, 灰泥物质集中于缝而形成. 主要受控于持续高位的海平面、稳定的构造背景、低纬度的古地理位置等因素综合影响而形成. 总的来说, 目前对龟裂纹成因的研究成果中, 尚无定论. 前人多从岩石的物理性质、成岩作用, 沉积环境或模拟实验的角度出发进行推断, 缺乏野外对宝塔组龟裂纹灰岩特征的长期观察、解析以及对沉积盆地构造属性的宏观把握, 也很少涉及到龟裂纹充填物质本身的研究.

近日, 在贵州遵义页岩气勘探中, 新发现宝塔组为含油气新层系, 显示出宝塔组龟裂纹灰岩含油气性的重要地位, 也从侧面强调了基础地质问题如龟裂纹的形成、裂纹性质等涉及油气运移通道的研究

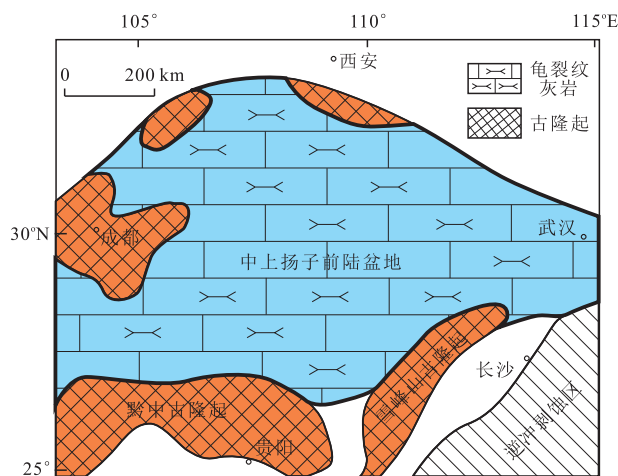


图 1 宝塔期扬子区古地图及宝塔灰岩分布

Fig.1 Paleogeographic map and distribution of Baota Age from Late Ordovician, Yangtze Area

据许效松 (2001) 有修改

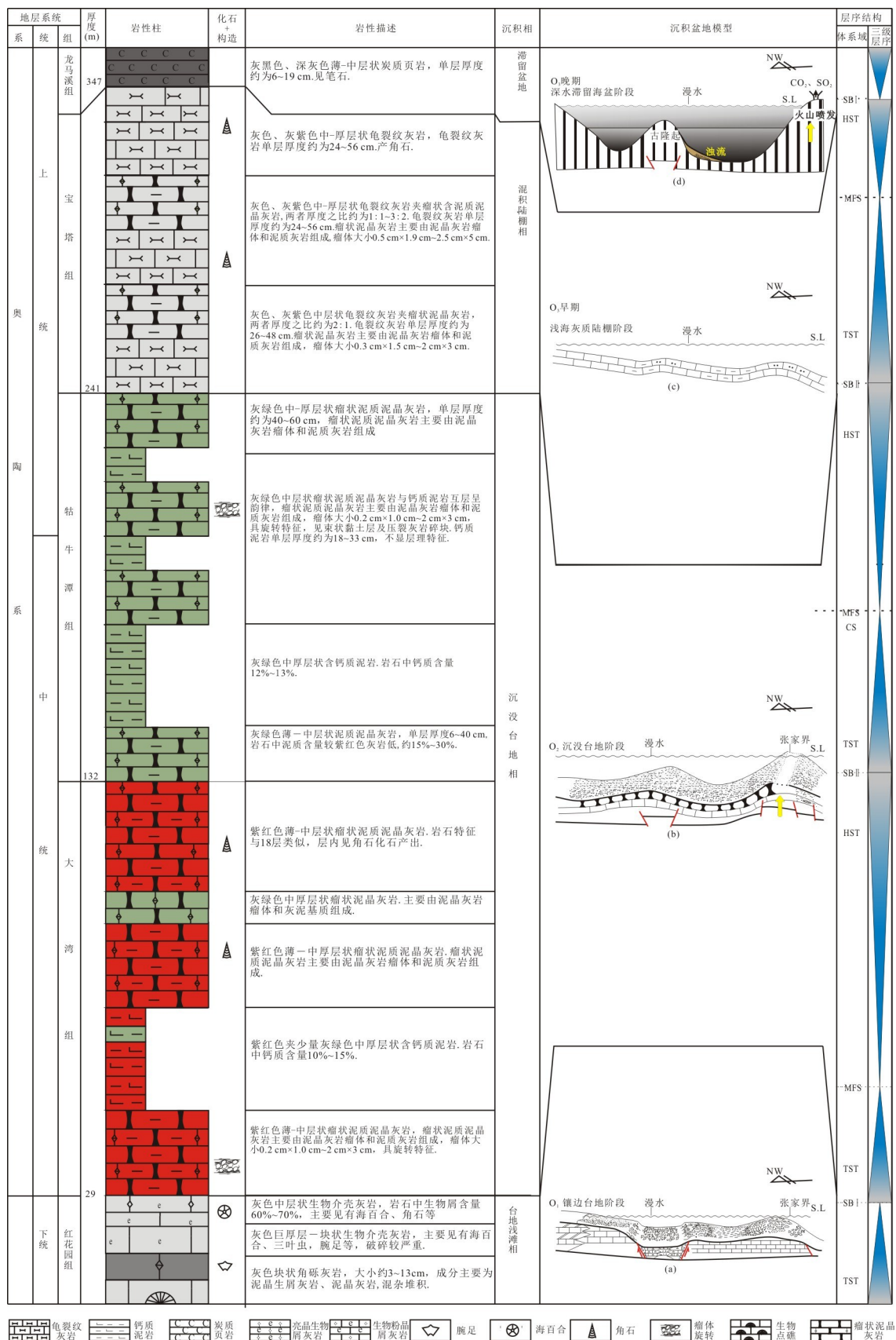


图2 湘西北地区中-上奥陶统地层综合柱状图

Fig.2 Comprehensive column of Middle-lower Ordovician in Northwestern Hunan Province

对油气勘探的现实意义.笔者等经过对湘西北地区宝塔组龟裂纹灰岩长达 3 年的野外观察和室内研究后,依据“构造控盆、盆控相、相控岩石”的三级研究思路,通过龟裂纹岩性、地球化学信息来判断网纹充填物质来源、并结合沉积盆地的构造属性,进而提出网纹的形成机制:认为这种特殊构造是经历了同生期的成岩收缩后、在成岩早—中期叠加了构造挤压、泄水排压效应而形成的复合型准同生期一期后变形构造,现就这一观点展开下述讨论.

1 区域地质概况

自震旦纪开始,整个上扬子地区便进入了由裂谷盆地向被动大陆边缘盆地的转化阶段,并在一套裂谷盆地充填序列的基础上形成了碳酸盐岩台地建造,奠定了研究区北西高、南东低的古地理格局(湖南省地质矿产开发局,1997).寒武纪—早奥陶世时期,依然继承了震旦纪末的环境特点,进入被动大陆边缘的发展阶段.以早—中奥陶世之交为界,湘西北沉积地层中的岩性、古生物、地球化学和环境差异等资料反映了一次发生在上扬子地台东南缘海域生物相、沉积相和古地理格局的重大变化,并被认为是上扬子区在加里东运动过程中开启了向类前陆盆地转换的序幕(尹福光等,2002).至中—晚奥陶世时期,中上扬子周缘已经形成了规模不一的古隆起,分别为川中、黔中及江南—雪峰古隆起(图 1),中上扬子地区的环前陆盆地特征初现.由于受到区域压应力作用,克拉通内部基底下沉,产生构造掀斜效应,从而导致相对海平面的大幅度上升,使研究区变为深水碳酸盐缓坡(灰质陆棚相).

在这一古地理背景下,上扬子地台广布“龟裂纹”灰岩,主要发育在局限浅海和开阔浅海两大相区.区域位置上,北起陕南,南至黔北,东达鄂东,西到川中,面积可达 50~60 万 km^2 (王尧,1995).研究区晚奥陶世时期的碳酸盐缓坡(灰质陆棚相)环境为宝塔组沉积时期提供了稳定而平坦的沉积底面,依次沉积了大湾组与牯牛潭组的“瘤状”灰岩和一套保存有大量角石化石的宝塔组“龟裂纹”灰岩(图 1).至晚奥陶世晚期,来自南东方向挤压推覆产生的构造负载加大,致使盆地下沉,海水迅速加深,并向前陆盆地(深水滞留碎屑海盆)的演化,岩石记录则由宝塔组特殊的龟裂纹灰岩向五峰组黑色炭质页岩、硅质岩转变(图 2).

2 龟裂纹特征

2.1 岩石特征

宝塔组灰岩总体为一套灰紫色、灰色龟裂纹微晶含生屑灰岩、泥晶灰岩夹瘤状泥晶灰岩及少量钙质页岩(图 3a).龟裂纹灰岩中生物屑组分约占 3%~8%,见三叶虫、海绵骨针、海百合茎及少量藻类、腕足类化石碎片,化石体残余腔孔内为泥晶方解石充填,生屑较完整,未见分选及磨圆(图 3h);在张家界一带灰岩中普遍见特殊的含铁核形石(图 3g),直径大小约 1~3 cm.层面上常见粗大的中华震旦角石化石[*Sinoceraschinense*(Food)],大者长可达 60 cm,径宽约 6~9 cm,是该岩组典型的生物相标志(图 3h).充填于龟裂纹中的填隙物主要为泥质,泥质常占充填物的 60%以上,另有红、绿混杂的半自形菱铁矿及陆源石英、白云母等.显然,网纹充填物与灰岩块体的组分差别明显.当龟裂纹灰岩中泥质含量增高,网纹裂隙的增宽效应明显,常与下部瘤状灰岩呈渐变过渡关系(图 3a).当基质(泥质)含量增高至 40%以上时,岩石将具有特殊的瘤状构造,泥质包裹瘤体产出,风化后呈串珠状孔洞;反之,则瘤状灰岩层呈似层状产出.值得注意的是,部分瘤体层中瘤体长轴并非顺层展布,而是有“旋转”的迹象(图 3c、3i).

通过生物类型以浮游型为主、底栖化石的稀缺、化石无磨圆、无颗粒灰岩等沉积特征表明该时期沉积水体深,光线不足,沉积速率较慢.总体反映沉积环境为浪基面以下的灰质陆棚—低能开阔台地,这也与前人认为的水体深度在 60~200 m 之间的推算一致(方少仙等,1994;王尧,1995;王泽中,1996;周传明和薛耀松,2000;张志斌和刘建波,2005;王安东等,2012).

2.2 裂缝特征

在地层垂向上,裂缝的发育程度与灰岩层厚呈反比、与泥质含量多少呈正比.经统计,当灰岩单层厚中等(约 20~40 cm),“龟裂纹”特征明显,裂纹宽度常在 8~13 mm,切割灰岩成岩块.若单层大于 40 cm,则不显裂纹或呈断续状、纤细状,形态不规则,断面上裂纹间距的宽窄不一,但总体均大于 5 mm.而泥质含量的增多将进一步趋向瘤状构造.显然,龟裂纹构造与瘤状构造在形成机制方面关联密切,具有继承的特点,两者呈过渡关系.

在岩石宏观方面,龟裂纹构造具有以下特点:(1)龟裂纹在平面上多呈“S”、马蹄纹形、波浪形,裂纹宽约 0.4~0.8 cm,少量可达 1 cm,纹宽总体均匀,

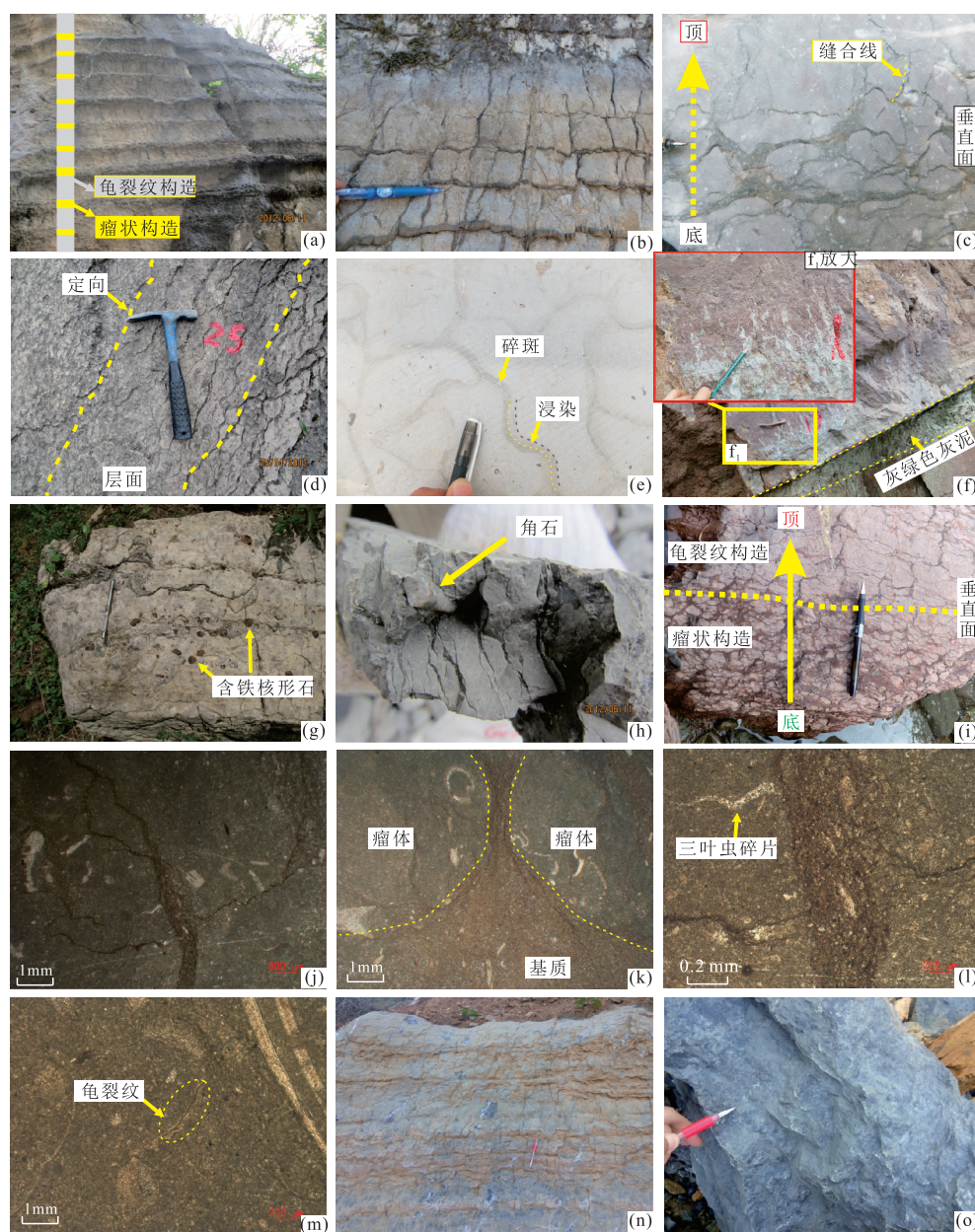


图3 野外剖面及微观特征

Fig.3 Outcrop and microscopic flakes characteristics

a. 宝塔组灰岩宏观露头, 瘤状构造与龟裂纹构造交互叠置; b. 龟裂纹特征 (具下宽上窄, 切断缝合线的特点); c. 龟裂纹中充填泥质, 向上变少 (垂直面); d. 龟裂纹具似定向特征; e. 充填泥质对两侧“围岩”浸染, 其中见“围岩”碎斑; f. 龟裂纹灰岩单层底部的泄水构造 (灰绿色灰泥上侵至灰紫色龟裂纹灰岩中); g. 含铁核形石, 龟裂纹相对不发育; h. 角石化石 (未被龟裂纹切断); i. 龟裂纹与瘤状构造呈过渡的现象; j. 龟裂纹镜下特征, 呈枝状; k. 镜下, 瘤状体与充填基质; l. 镜下, 龟裂纹充填基质中, 三叶虫化石被错断产生位移, 且长轴顺裂隙方向; m. 镜下, 不连续、孤立分布的裂纹; n. 湘中地区 (宁乡) 棋梓桥组灰岩中的似龟裂纹构造; o. 湘中地区 (宁乡) 棋梓桥组灰岩中的似龟裂纹构造中的充填物质特征 (坐标 X: 19607780.05; Y: 3118818.62)

主要受风化作用强弱的影响, 前人据此认为具均向收缩的性质 (方少仙等, 1994; 王泽中, 1996; 王安东等, 2012); 裂纹常被泥、粉砂质充填, 局部出现突然膨大、分叉和汇合。经统计, 各龟裂纹有一组优势排列方向, 各裂纹间大致平行, 裂纹走向为 $38^{\circ} \sim 70^{\circ}$ (图 3d), 呈北东—北东东向排列。该特点, 笔者经过

为期 3 年时间, 在湘西北红岩溪地区、张家界、桑植地区实地调查时多处均有验证, 部分学者在不同地区 (川、黔、陕) 也注意到了该定向特点 (姬再良, 1985; 沈建伟, 1989; 许效松等, 2001), 该现象是否具有应力方向的指示意义, 还需进一步广泛统计、深入探讨; 在垂面上呈垂直于层理分布, 与层面交角大

于 65° , 鲜有斜列方式分布. 部分裂纹呈不明显的“倒 V”形, 弱显下端开口的特征(图 3b). (2) 龟裂纹多以“拐弯”形式绕过角石化石, 未见剪切或错断化石的现象, 体现出张裂性质. (3) 裂纹均分布在单层内, 不切穿相邻地层, 但明显错断缝合线(图 3b), 反映裂隙形成时间较晚. (4) 灰岩中的裂纹与下部瘤状灰岩中的基质相连通, 向上汇聚, 呈“树根”状分支—复合的形态(图 3i), 表现出良好的疏导功能, 且龟裂纹灰岩单层底部可见泄水构造, 表现为灰绿色灰泥上侵至灰紫色龟裂纹灰岩中(图 3f). (5) 裂纹中的泥质、粉砂质多呈深灰绿色, 对浅色调“围岩”有明显的侵染现象, 造成两者呈渐变过渡关系的假象, 但在磨光面上两者截然分界(图 3c、3e). (6) 龟裂纹中常见灰岩撕裂、拖拽而形成的碎斑, 这些碎块与围岩的颜色、成分均相同, 与围岩或裂线毗邻、或具点状连接、或完全脱离围岩漂浮于基质中, 其长轴常顺裂纹的方向展布, 该碎斑指示了半塑性或固结的岩石被持续裂开、泥质不断充填而产生“捕虏体”的过程. 以上这些现象均表明裂纹的产生以挤压体制背景下的“张裂”作用为主, 显示成岩早—中期似“泄水充填”的特点(图 3b、3c).

微观方面, 通过镜下薄片显示, 微裂缝宽约 $0.05 \sim 0.80$ mm, 其边缘呈锯齿状(并非圆滑)、表现为更细小、不规则弯曲的裂隙, 常与大裂缝相连, 构成物质的运移通道(图 3j、3k). 微裂缝的末段见分叉现象, 延伸不远而尖灭; 部分裂纹不连续、孤立分布(图 3m); 微裂缝中依然充填泥质, 含量约 65% 以上, 偶夹少量灰质碎屑, 碎屑长轴沿裂缝展布(图 3l), 见有泥纹切断介壳的现象, 这些都反映了脱水收缩时泥质夹带灰质碎屑一起被携带至裂缝的过程. 另外, 在顺层方向, 常见缝合线发育, 且泥质常在该部位富集, 或叠加纹层, 该特征表明泥质的聚集是压溶作用下的产物(图 3b).

2.3 样品采集分析过程及地球化学特征

野外采样时, 为了保证所采龟裂纹的充填样品新鲜、无混杂, 笔者在采样时特别选取新鲜的岩石块体, 用大铁锤沿着龟裂纹的方向用力捶打, 几乎所有的岩石都会沿着龟裂纹的方向自然分离, 分离后, 龟裂纹的充填物质呈薄片状依附于灰岩块体表面, 然后用小刀轻轻翘起这些薄片状物质(即露头上所见的龟裂纹充填物质), 龟裂纹充填物质与灰岩之间由于物质成分的显著差异, 致使两者粘结不够紧密, 而易于剥离, 即使有极少量灰岩小斑点依附, 笔者均在采样时人为分离, 因此, 保证了所采样品的新鲜和纯度.

本次工作分别在宝塔组(bt)及其下伏相邻地层牯牛潭组(g)、大湾组(dw)共采集了 8 件新鲜灰岩样品进行稀土、微量元素地球化学分析. 为进一步分析宝塔组龟裂纹灰岩中泥质来源的问题, 我们对龟裂纹灰岩中的充填基质、围岩分别进行精细采样(样品编号见表 1), 样品破碎后研磨至 200 目, 然后装袋备用. 微量元素和稀土元素依据 DZ/T0223-2001 电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)方法通则, 样品稀土元素分析在国土资源部长沙矿产资源监督检测中心完成, 分析误差小于 5%.

2.3.1 微量元素含量及其特点 在以上地壳标准化的多元素图上(图 4), 龟裂纹充填物质和下伏牯牛潭组泥灰岩具有大致相似的微量元素分布模式, 即都是以亏损 Zn、Mo、Sr 和 Sn, 富集 Rb、W、As、Bi、Ba 和 B 等为特征; 而宝塔组灰岩块体以亏损 Zn、Pb、Mo、Ba 和 Sn, 富集 Cd 和 As 等为特征, 两者差别甚远. 同样, 在 Zhan *et al.* (2016) 发表的数据中, 龟裂纹充填物质中, 亲石元素(如 Si、Al、Ba、K 元素)及高场强元素(如 Th 元素)等均普遍数倍高于灰岩块体, 两者元素差异较明显, 与本次研究结果一致. 且在裂缝充填物中, 各元素间的含量变化较大, 即裂缝充填物表现为强烈的非均质性, 而灰岩块体中分布较均匀, 暗示出龟裂纹灰岩中的灰岩块体与裂缝充填物质来源不同, 裂缝充填物与下伏泥灰岩层具有亲缘性. 另外, 相对于牯牛潭组泥灰岩样品而言, 龟裂纹物质的富集程度及亏损程度均较高且变化相对明显, 个别曲线中的少量元素如 Pb、W 等拟合性不佳, 说明它们的成分既具有相似来源, 又显示一定程度的区别.

2.3.2 稀土元素含量及其特征值 从研究区所采样品的稀土元素分析结果(表 1)来看, 基岩样品中稀土总量(不包括龟裂纹充填物样品 bt-0、bt-1)介于 $54.94 \sim 238.04$ $\mu\text{g/g}$, 平均值为 111.16 $\mu\text{g/g}$. 其中轻稀土 LREE 为 $48.35 \sim 219.68$ $\mu\text{g/g}$, 平均为 99.08 $\mu\text{g/g}$; 重稀土 HREE 为 $6.59 \sim 18.50$ $\mu\text{g/g}$, 平均为 12.08 $\mu\text{g/g}$; LREE/HREE 为 $5.96 \sim 11.97$, 平均为 7.72 , La_N/Yb_N 在 $5.65 \sim 14.15$, 平均为 7.83 ; Y/Ho 比值介于 $22.33 \sim 28.46$, δCe 值介于 $0.91 \sim 1.11$, 平均为 1.03 . 显然, 研究区中一晚奥陶世碳酸盐岩具有 REE 总量高、对球粒陨石标准化配分曲线呈明显的右倾型、一致性较好、Ce 呈现正常(少量正异常)的特点. 有围岩样品 bt-2 的 δEu 呈现出正异常(1.35), 配分曲线上高值特征明显, 暗示该时期, 盆地快速下沉过程中, 有部

表 1 湘西北地区中—上奥陶统碳酸盐岩主量(%)、微量—稀土元素(10^{-6})地球化学分析数据

Table 1 The major elements (%), Trace elements and REE contents (10^{-6}) of the carbonate of Middle-upper Ordovician in the Northwestern Hunan Province

样品号	dw-0	g-1	g-0	bt-4	bt-2	bt-3	bt-0	bt-1	对比数据	
岩性	瘤状泥灰岩	瘤状泥灰岩	泥灰岩	泥晶灰岩	泥晶灰岩	泥晶生屑灰岩	龟裂纹泥质	龟裂纹泥质	桐梓组 砂屑灰岩	红花园组 生物屑灰岩
SiO ₂	6.42	45.39	56.16	5.05	7.79	9.54	46.85	45.39	4.04	5.16
Al ₂ O ₃	3.10	20.24	19.34	2.38	3.54	3.15	22.55	20.24	0.77	1.19
MgO	0.88	2.35	2.54	0.90	0.81	0.96	1.88	2.35	2.12	1.74
TiO ₂	0.134	1.960	0.830	0.149	0.212	0.210	2.030	1.960	0.025	0.041
La	11.95	31.26	49.00	10.34	15.41	14.30	97.10	82.00	7.71	4.57
Ce	24.46	61.01	110.00	24.12	33.95	32.90	181.00	218.00	15.49	8.73
Pr	2.98	7.57	11.20	2.38	3.57	3.19	15.00	11.60	1.81	1.02
Nd	11.85	28.41	40.80	9.32	13.75	12.60	42.00	31.60	7.08	3.90
Sm	2.61	5.92	7.10	1.86	2.75	2.48	4.11	3.34	1.60	0.80
Eu	0.47	1.25	1.58	0.33	1.19	0.60	1.34	1.32	0.19	0.02
Gd	2.36	4.96	6.39	1.73	2.58	2.33	6.69	6.37	1.48	0.75
Tb	0.40	0.86	0.90	0.29	0.47	0.47	0.74	0.66	0.28	0.13
Dy	2.40	4.85	4.62	1.78	2.87	2.51	4.38	3.27	1.74	0.75
Ho	0.53	1.06	0.89	0.40	0.60	0.52	0.98	0.76	0.39	0.17
Er	1.52	2.92	2.48	1.09	1.65	1.57	3.49	2.64	1.13	0.50
Tm	0.23	0.47	0.38	0.18	0.27	0.26	0.63	0.48	0.18	0.06
Yb	1.43	2.88	2.34	0.95	1.71	1.51	4.45	3.22	1.16	0.37
Lu	0.24	0.50	0.36	0.17	0.31	0.28	0.63	0.50	0.18	0.07
Y	13.25	23.67	22.30	10.37	14.51	14.80	24.80	20.70	9.26	4.08
ΣREE	63.43	153.92	238.04	54.94	81.08	75.52	362.54	365.76	40.42	21.84
LREE	54.32	135.42	219.68	48.35	70.62	66.07	340.55	347.86	33.88	19.04
HREE	9.11	18.50	18.36	6.59	10.46	9.45	21.99	17.90	6.54	2.80
LREE/HREE	5.96	7.32	11.97	7.34	6.75	6.99	15.49	19.43	5.18	6.80
Y/Ho	25.00	22.33	25.06	25.93	24.18	28.46	25.31	27.24	23.74	24.00
La _N /Yb _N	5.65	7.33	14.15	7.35	6.09	6.40	14.75	17.21	4.77	8.86
δEu	0.57	0.69	0.70	0.55	1.35	0.75	0.78	0.86	0.37	0.08
δCe	0.94	0.91	1.07	1.11	1.04	1.10	1.01	1.48	0.98	0.95
Cu	12.08	30.87	45.20	16.62	7.15	34.60	66.80	52.60	14.07	11.25
Pb	11.42	19.40	47.20	15.63	16.56	18.50	49.10	45.80	15.16	6.69
Zn	21.14	63.02	122.00	40.07	64.39	32.20	67.80	76.00	42.70	19.25
Cd	0.26	0.54	0.13	0.27	0.75	0.16	0.15	0.15	0.46	0.30
Rb	33.11	119.20	278.00	20.64	25.35	29.00	272.00	232.00	8.22	14.66
W	0.42	1.00	13.80	0.85	2.42	2.68	13.10	11.80	1.00	0.17
Mo	0.39	0.42	1.91	0.48	0.56	0.87	2.33	0.78	0.58	0.65
As	2.34	2.10	14.70	3.96	53.43	67.50	23.70	37.20	3.31	3.19
Bi	0.139	0.284	0.680	0.286	0.399	0.240	1.100	1.730	0.148	0.138
Hg	0.068	0.238	0.022	0.343	0.389	0.022	0.029	0.025	0.239	0.089
Sr	280.0	221.1	75.6	246.6	260.0	261.0	86.4	88.1	324.9	259.2
Ba	408.2	1 047.0	1 060.0	290.8	2 596.0	316.0	1 920.0	1 880.0	158.4	75.7
B	22	45	78	21	22	7	183	120	3	4
Sn	2.0	1.2	77.0	1.4	2.0	5.6	9.7	14.0	1.3	1.8
Ag	0.215	0.326	0.346	0.303	0.198	0.059	0.064	0.223	0.027	1.322

分热液流体(温度高于 250 ℃)加入,成岩过程可能受到了深源物质的影响。

据迟清华等(2007)对中—下扬子地台碳酸盐岩稀土元素的统计,稀土总量 ΣREE 为 30.38 μg/g,轻稀土 LREE 为 26.32 μg/g,LREE/HREE 为 8.33,说明研究区稀土总量及轻稀土含量远高于其背景扬子地台区(30.38 μg/g),但分异不及背景区明显.显示出该时期在碳酸盐台地—陆棚环境向志留纪前陆盆地的转化过程中,水体持续加深,底层水呈弱氧化—弱还原状态.较高的 ΣREE 含量及较低的 Y/Ho 比值

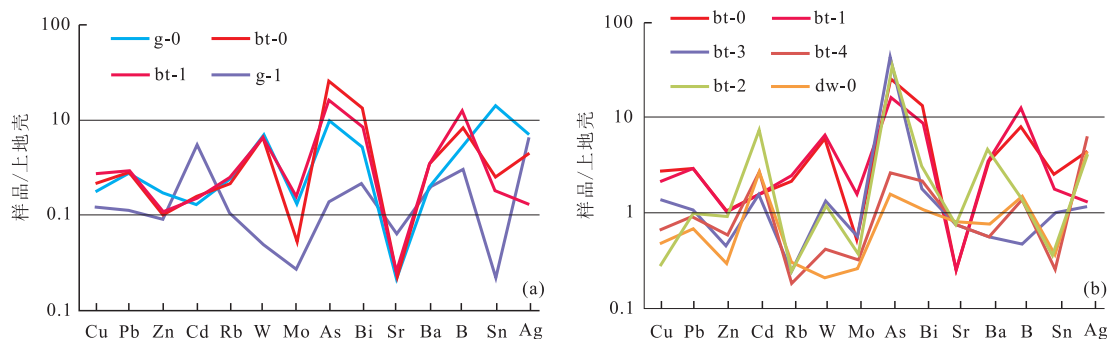


图 4 湘西北地区奥陶系宝塔组及相邻地层碳酸盐岩微量元素多元图解

Fig.4 Multi element diagram of the carbonate of upper Ordovician Baota Formation in the Northwestern Hunan Province

a. 龟裂纹泥质充填物与牯牛潭组灰岩微量元素对比; b. 龟裂纹泥质充填物与宝塔组灰岩微量元素对比

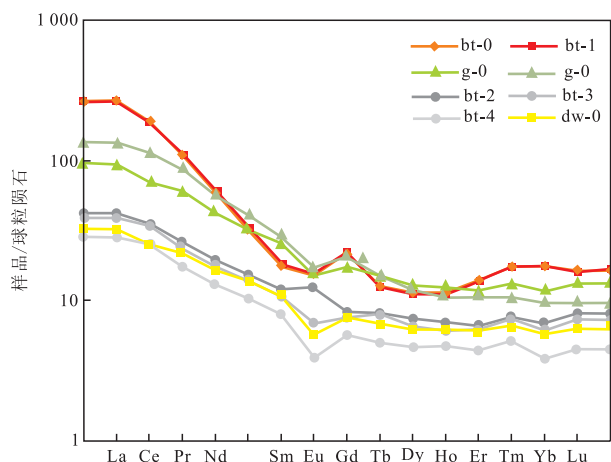


图 5 宝塔组及邻层样品稀土元素配分模式

Fig.5 Chondrite normalized REE diagram of the carbonate of Baota Formation

(远低于现代开放大洋沉积物的 Y/Ho 值 $60 \sim 90$), 这也与研究区样品明显受陆源碎屑混入的野外事实相符合, 反映出邻区的古隆起造成了大量的碎屑物质向盆内的进积, 即基底可能处于不稳定的状态。

2.3.3 稀土元素的配分模式 采用 Leed 球粒陨石标准值对研究区宝塔组 (包括龟裂纹中充填泥质样品 bt-0、bt-1) 及其相邻地层岩石样品进行标准化 (王中刚等, 1989), 发现不同样品之间的稀土元素配分模式存在较大的差别。总体可分为两种配分型式: 一种是轻稀土元素富集、重稀土元素亏损型, 分布曲线在轻稀土处具有较大的斜率, 而在重稀土处较为平坦; Eu 处出现的“V”形不太明显, 存在中等 Eu 负异常。宝塔组龟裂纹充填泥质样品 bt-0、bt-1 与牯牛潭组泥质灰岩、泥灰岩样品的曲线型式属于该类型, 两者高度一致, 表明这 4 个样品具有相似的物源, 为我们解释龟裂纹的性质及后期成因提供了依据。另一种是轻稀土元素弱富集、重稀土元素亏损型, 分布

曲线在轻稀土处的斜率明显有减小的趋势, 且 Eu 处存在明显的“V”形, Eu 负异常较明显。大湾组瘤状泥灰岩与宝塔组泥晶灰岩样品的配分型式属于该类型, 两者具有相似性, 该类型曲线配分模式亦为说明轻、重稀土元素之间的分馏程度相对较低, 在海水中停留时间短, 受陆源物质注入的影响较明显。由此可知, 龟裂纹充填基质的微量、稀土元素的含量及其配分模式与宝塔组围岩相去甚远, 而与下伏牯牛潭组具有相似性 (图 5), 说明两者物质来源的统一性。

3 讨论

3.1 龟裂纹性质

关于龟裂纹的成因研究, 部分学者如廖纪佳等 (2017) 进行了全面的总结, 学界普遍认为这种网纹构造并非暴露干裂成因, 生物遗迹、海底硬地等成因解释也缺乏足够的证据支持, 关于水下胶缩、成岩作用以及构造作用等解释仍在热烈讨论中, 成岩作用控制论 (王安东等, 2012; Zhan *et al.*, 2016) 目前是主流观点。但是, 如何解释 (1) “龟裂纹”灰岩在扬子地台广泛分布? (2) 除晚奥陶世外, 其他地史时期的碳酸盐沉积区 (包括灰岩—泥岩混积相区) 未见这一特殊现象? (3) 龟裂纹灰岩的裂纹绝大多数垂直于层面方向展布, 而非在成岩作用中碳酸钙组分凝聚形成的球状? 本文依据“构造控盆、盆控相、相控岩石”的三级研究思路, 认为大规模的龟裂纹灰岩发育, 受控于构造活动, 龟裂纹构造的形成可能经历了两期, 即成岩早期的成岩胶凝缩作用与弱固结—固结期的泄水排压充填、改造作用。

3.1.1 早期胶凝缩作用 从宝塔组的地球化学元素分析结果可以看出 (表 1), 主量元素中 SiO_2 、 TFe_2O_3 、 Al_2O_3 、 MgO 、 TiO_2 等组分的含量明显高于稳定台地

背景下沉积的碳酸盐岩,而这些元素在水溶液介质的迁移中,往往容易形成正、负离子团,负离子团往往能搬运更远。该类离子团半径较大,具有强烈吸附效应。相应的,从微量元素的 Cu、Cd 以及稀土元素 Ce 来看,龟裂纹灰岩中这些元素也是数倍于下伏桐梓组、红花园组地层(正常海水碳酸盐岩沉积)。这些元素在迁移的过程中,容易形成胶体溶液(中国科学院地球化学研究所,2000)。当河水携带的胶体与海水相遇,就可形成胶凝沉淀。White(1961)、Burst(1965)的实验中证实,易裂的材料,预先受到水体的长期复盖,由沉积物中少量的膨胀粘土和盆水注入的简单过程即可产生胶缩纹。这种水下收缩裂隙是灰泥物质层在水下脱水收缩或者含盐度增大而形成的沉积变形构造,常见于潮下浅水、潟湖沉积物中,看起来很像干裂(泥裂),但是两者在形成环境、开裂规律、裂隙充填等方面却存在很大差异(冯增昭,1990;王颖等,2003)。另外,镜下岩石薄片中也见不连续、孤立的裂纹分布(图 3m),这些现象均表明龟裂纹灰岩成岩早期可能经历了胶凝缩作用。

3.1.2 后期泄水充填、改造作用 通过对宝塔组龟裂纹灰岩的岩石学特征及地球化学特征分析认为,龟裂纹构造定型于成岩早期—中期,是在早期胶凝缩作用下碳酸钙组分逐渐聚集、形成巨型瘤状凸起后,伴随着周缘初始裂缝的产生,并在弱固结成岩之时或之后的一种灰、泥等混合物充填裂隙构造。主要的地质依据有两个方面:(1)岩石学方面(前述),在垂直层面的磨光面上,发现龟裂纹构造中的泥纹常与下部瘤状灰岩中的基质相连通,疏导功能较好(图 3a、2i),且瘤状灰岩层中常显示出火焰状构造或泄水构造(图 3f);龟裂纹构造泥纹内见灰岩撕裂、拖拽而形成的不规则碎斑(图 3c、2e);裂纹充填物对围岩的浸染(图 3e),以及龟裂纹错断缝合线构造(图 3b)等,均表现为成岩压实弱固结后,岩石因受某种外力作用而产生似“泄水充填”的特点。(2)地球化学方面,经判别,龟裂纹充填泥质并非来自于宝塔组围岩,而是与下伏牯牛潭组相似,这种“外来物质”极有可能部分来自于宝塔组下部泥质、水分含量较高的瘤状泥灰岩地层。因此,本文认为龟裂纹的形成是在准成岩期的基础上叠加了“后期”改造的一种复合型准同生期一期后变形构造。

3.2 龟裂纹形成机制

3.2.1 盆地构造背景分析 大量研究资料表明,奥陶纪在显生宙中是一个相当活跃、动荡的时代,古板块的拼贴、碰撞以及由此引起的火山喷发、岩浆活动

超过了史前任何一个纪(戎嘉余等,1987;刘宝珺,1994;王尧,1995;尹福光等,2002;陈洪德等,2006)。本次在宝塔组的顶部五峰组—龙马溪组地层中亦见约 20 层斑脱岩,印证了强烈火山喷发的存在(苏文博等,2006)。且晚奥陶世处在加里东运动的强烈期,华夏地块、滇青藏板块分别从南东、南西方向向扬子地块挤压,二者的南北向合力使扬子板块内部发生变形、断裂和隆起(王尧,1995)。在挤压体制下,黔中已大片隆起成陆,而江南—雪峰古隆起也已露出水面(侯明才等,2010)。进一步致使构造掀斜、湘西北隆后挠曲变深,由此华南板块的整体性产生变化,拉开了盆地结构向“南浅北深”转变的序幕。岩相古地理研究表明,晚奥陶世桑比—凯迪早中期,受加里东构造运动影响,华南海内碰撞挤压作用显著,汉南隆起、川中隆起、川西—滇中—黔中—雪峰隆起不断抬升扩大,中上扬子地区表现为海平面相对上升,原本镶边型碳酸盐台地被淹没,沉积了大范围的浅海陆棚相龟裂纹灰岩和瘤状灰岩。凯迪晚期—赫南特期,隆起面积继续扩大,构造围限作用加剧,整个上扬子地块处于强烈的下凹阶段,中上扬子地区发育一套五峰组—龙马溪组大面积的黑色碳质页岩、粉砂质页岩和硅质页岩(牟传龙等,2014)。在湘西北龙山漫水镇一带,龙马溪组炭质页岩中夹有多套远源浊流砂质沉积,反映出该时期基底的不稳定性。

显然,扬子板块在奥陶—志留纪之交发生的强烈构造运动必然对弱固结的碳酸盐沉积物产生影响,这种压应力体制下可能为宝塔组灰岩的变形、甚至微破裂提供动力来源。有学者直接指出构造活动会导致在剪切或拉张力的作用下形成裂隙(王尧,1995),由此可见,“龟裂纹”的形成与区域性的强烈构造活动有着密切的关系。

3.2.2 形成机制分析 本文在系统总结前人资料的基础上,通过长期野外调查以及对岩石学、地球化学的详细分析,结合晚奥陶世时期的构造属性,本文认为该龟裂纹形成于成岩早—中期,是一种弱固结时至固结期的似“泄水构造”。因此,龟裂纹构造是成岩作用及构造活动两个方面综合作用的结果。

裂纹具体形成过程如下:首先,成岩过程中的胶质凝缩作用起到了重要作用。层面上裂纹呈 S 形,正弦曲线形,甚至 120°交角的节点,表明各向受力较均匀,水平方向沉积物自某一中心向周围脱水,产生的内聚收缩力近似同心圆状,不受其他力的影响,因此形成的裂缝近似圆形、等边多边形或 S 形。关于胶质凝缩与成岩收缩,鉴于前人已做过大量的报道(盛

萃夫和姬再良,1985;方少仙等,1994;王泽中,1996;周传明等,2000;王安东等,2012),本文便不再复述。

其次,构造活动对龟裂纹的定型起到关键作用。国内外众多的学者认识到从盆地动力学角度去考察成岩作用的系统过程和结果,尤其对地下异常高压箱的成因机制及地球动力学过程进行了深入的研究,提出高压震荡流体是沉积地壳中经常发生的地质事件,包含着复杂的对流过程及自组织过程(Ortoleva, 1994; Pedersen *et al.*, 1994; 李忠等,2006)。若以整个上扬子盆地为研究对象,区域上的地块挤压,使扬子地块内部发生变形、下凹。在此过程中,一方面,相对海平面急剧上升,中、上扬子沉积盆地的相对可容空间增大,作用于沉积物之上的静水压强也随之增加,覆于龟裂纹灰岩之上的泥灰岩、炭质页岩等软泥物质在这一静压力之下,就会变成非常有效的隔水层,隔水层的透水性也将变得越来越差,阻碍了下伏岩层孔隙水的向上渗出。另一方面,在晚奥陶世,扬子地台碳酸盐岩台地向陆盆地演化的强烈挤压背景下,扬子地块遭受挤压收缩,必然使宝塔

组下伏岩层如大湾组、牯牛潭组等富水泥灰岩中的孔隙水向外逃逸,由于前述隔水层的存在,于盆地内将形成异常压力场的流体环境(图 2、图 6);在这种压力场中,宝塔组灰岩的脱水收缩力也在增加,灰质质点聚集收缩,从而可能在岩层中产生张性微裂隙,为流体的逃逸提供通道;姜在兴(2010)提出粘土或有机质对沉积期后的条件变化反映最灵敏,所以粘土沉积物和粘土质岩石(泥质岩)常作为压力变化的良好标志。在垂直方向的应力驱动下,一是沿水平方向的渗流通道发育,构成运移通道的主体,大量软泥及孔隙水顺层方向逃逸;二是下伏富水岩层的灰泥物质向上挤入、充填、改造早期初始裂缝,经后期固结后形成龟裂纹灰岩。因此,在这种异常压力流体环境中,(1)使得地层中成层的软沉积物沿着软弱带(如层理面)或裂隙带喷逸,(2)流体选择最小路径逃逸,且以能量聚集到一定程度后的爆发式涌出,(3)平面上裂纹的排列具有定向性,最终形成特殊的龟裂纹构造。而前人(姬再良等,1985;盛萃夫和姬再良,1985;王尧,1995)及笔者均在野外观察到裂纹相

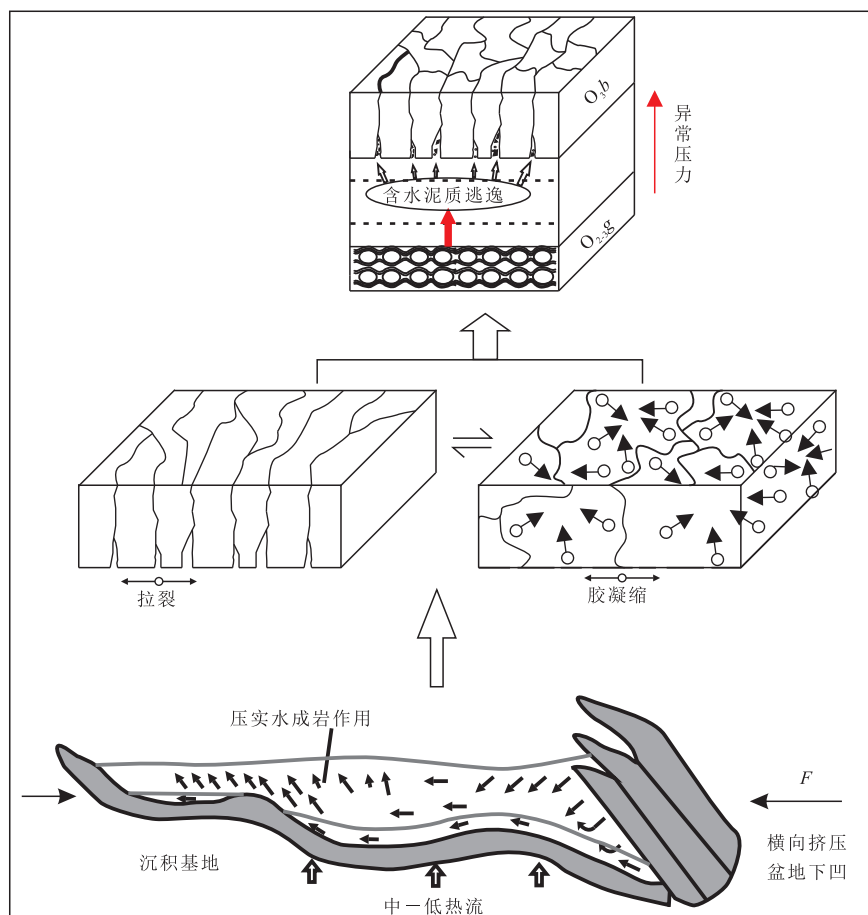


图 6 湘西北龙山地区宝塔组龟裂纹形成机制

Fig.6 The formation mechanism of cracked limestone in the Northwestern Hunan Province

互连通、长轴方向似有定向排列等特征,该模式比较容易解释。这一推论也能合理的解释宝塔组中龟裂纹与瘤状灰岩过渡并互相叠置构成旋回、在层底面更明显(位置效应),纹理在层面上具有弱定向性(定向效应)、其发育程度与层厚成反比(层厚效应)、与泥质含量(泥质效应)成正比等客观现象。

关于水下收缩缝的形成与异常压力环境的关系,前人已取得较好的实验结果。赵振宇等(2007)对现代泥质沉积物水下收缩裂隙的整体形成过程、开裂规律以及充填物沉积模式等进行了详细研究,提出沙泥质地层裂隙开裂过程中的异常高压作用(形成机理与大地构造中的异常高压相似)以及裂隙分叉角度的统计分析(最多为 90° ,其次为 120°),与本文所研究的龟裂纹S形曲线交角较为相似。并进一步指出:异常高压作用对于初始裂隙的形成与拓展、沉积物粒间水的有效排出以及主要渗流通道的发育起到了重要作用。这一实验观测数据也从某种程度上支持了本文的推论。

充填泥质来源:笔者发现宝塔组下部层位,常见有瘤状灰岩与龟裂纹灰岩相伴生的现象(图3a、3i),瘤状灰岩中的基质中可见有云母碎片。向上瘤状灰岩减少,开始有龟裂纹出现。总体上,两者呈互层、并过渡、渐变关系,这一现象为龟裂纹的成因乃至泥质的来源等诸多探讨提供了一把解开谜团的钥匙。前人亦注意到了此类现象(吴劲薇和夏树芳,1989),也提出了后者与前者在环境背景方面有着一定内在联系,但未对此类联系作深入的探讨。通过微量、稀土元素的示踪,笔者得知龟裂纹中的充填基质并非来自于宝塔组围岩,而是来自于下伏含泥质较高的地层,即可能与下伏(大湾组、牯牛潭组)富含泥质地层的压实脱水过程相关,推测其为龟裂纹的形成提供了物质条件。胶凝缩作用产生了微裂隙这一良好的通道,构造挤压为泥质的运移提供动力来源,最终使下伏含水泥质物沿裂隙充填形成似“泄水构造”。因此,在这一超压机制下,富水泥质物缓慢向上运移,即使穿透单层厚达近1 m、累计厚达几十上百米的灰岩层,也就显得不足为奇了。

另外,笔者在对湘中宁乡一处区域压扭性断层展开调查时,其两侧围岩(泥盆系棋梓桥组灰岩)上(图3n、3o),见有与龟裂纹灰岩极为相似的泥纹构造,比较巧合的是:两者的下伏地层均为含水量高的泥质岩或泥灰岩层;两者裂纹多数垂直层面裂下,少部分分叉裂开;两者裂纹宽度近似,裂纹中均充填有少量泥质;各裂纹之间分支复合,贯通性好;裂纹通常贯穿层

间,不受层厚影响。两者高度相似的岩石特征性似乎也在暗示龟裂纹构造与构造活动密切相关。

3.3 龟裂纹构造形成的制约因素

前人从泥质组份含量、压实作用、沉积速率、水介质的化学组成以及生物相与构造成岩作用等角度阐述了龟裂纹构造形成的制约因素(Glaessner, 1969;王安东等,2012)。显然,泥质含量高、压实作用强、沉积速率慢、钙质生物碎屑多等均有利于脱水作用或化学沉积分异作用的产生,利于龟裂纹灰岩的形成。在此,本文主要阐述的是沉积环境对龟裂纹形成的影响。

据文献记载,在贵州省东北部乌当区(新添寨镇),与宝塔组同时代的黄花冲组地层并没有表现出典型的“龟裂纹”沉积特征,而是在黄花冲组上部有藻类出现,表明黄花冲组海水变浅,水动力相对变强(张志斌和刘建波,2005);在广元—南江以北的地区,于台地边缘相带,出现潮间带沉积的层纹石、叠层石以及暴露环境形成的多边形裂纹,最边缘相变为白云岩(方少仙等,1994);笔者在湘西北张家界一带,亦未见其典型的龟裂纹构造,而是多见其特有的含铁核心石(图3g),其下伏瘤状泥灰岩地层在部分地区甚至缺失。总体反映出浅水、高能、近陆的古地理特征。值得注意的是,这些已发现的龟裂纹不太发育的地区均是古陆或古隆起相对发育之地,属于古地貌上的水下(或水上)高地。为何水体较浅的边缘相带,龟裂纹不太发育?这可能与台地边缘的古地理位置及相应水动力条件所决定。在靠近台地边缘的古环境,长期遭受较高能量的海水震荡作用,沉积物类型以亮晶生物屑灰岩和泥晶生物屑灰岩为主,颗粒组分含量较高、泥质较少、沉积速率亦较快,使得沉积体本身的脱水作用及化学分异作用不容易发生;其次,在这种边缘相带,下伏灰岩地层中泥质含量少,本身就缺少龟裂纹充填物的来源;加之在盆地遭受压缩、向下绕曲的过程中,海水加深的幅度不及盆地内部,上覆静水压相对不足,异常压力场的条件难以满足,这一系列因素,限制了龟裂纹的形成。这一新发现也进一步证实了沉积环境亦是龟裂纹形成的制约因素之一。

3.4 与瘤状构造的互生关系

如前所述,研究区宝塔组灰岩的龟裂纹构造常与瘤状构造交互出现呈韵律叠置,两者在岩性、形态上呈渐变过渡的现象,两者之间存在着某种沉积旋回的特征。这一现象亦引起了少数学者的注意(廖纪佳等,2017),本文尝试作如下解释:研究区瘤状灰岩

中的泥质含量相对较高,易受成岩压实作用的影响。瘤状灰岩可分为两部分:瘤体和基质。瘤体常为泥晶灰岩,少数含生物屑,无具体核心物;基质以铁泥质、砂泥质及灰泥质为主,瘤体与基质间界线截变。笔者在调查过程中常见化石颗粒变形、缝合线及束状粘土纹等压实现象,故认为瘤状构造应解释为机械压实与压溶成因,而与具体沉积环境无必然联系,与前人认识一致(李建明等,1993)。此外,钙质生物碎屑的存在有利于灰质质点向中心聚集成瘤状(姜在兴,2010),从而使基质中其他部位泥质含量相对增大,在压实作用下形成瘤状构造。值得注意的是,研究区宝塔组岩石中见灰岩基块具“旋转”迹象,缝合线由水平顺层方向变成垂直于层理方向(图 3c),显然,该时期宽阔平坦的沉积基底使得宝塔组灰岩基块不具备重力滑动变形条件,而更可能是在经压实作用后,在持续的物质运移与改造中产生的变形。向上,渐变为泥质含量较少的龟裂纹灰岩,岩石的物理抗压能力显著增强,下伏瘤状灰岩中的灰、泥物质在强烈的挤压作用下,只能向上逃逸、充填裂缝。总之,龟裂纹构造与瘤状构造关系密切,两者相伴出现、均产生于静压力或异常压力环境,在物质上、成因上为一脉相承的关系。

3.5 矿产、油气资源意义

虽然龟裂纹构造多被灰泥质充填,本身并无大的孔隙,但是由于龟裂纹构造属于岩石内的“脆弱”带(采样过程中,用铁锤锤击龟裂纹灰岩,常沿龟裂纹裂开可证明),经后期构造的改造,容易形成缝、洞体系,在埋藏阶段对含矿流体、盆地卤水等具有导、容的双重作用,这对于油气成藏、区域铅锌成矿等方面有着重要的地质意义。

在油气成藏方面,非构造裂缝作为油气良好的运移通道及有利的储渗空间,为油气生产作出贡献。其中,收缩裂缝及压裂缝等为改善各类储层孔渗结构及运储性能,广泛发育于不同岩性的各类储层中,尤其是碳酸盐岩、低孔低渗等储层的研究提供理论依据(郭璇等,2004)。高密度的脱水收缩裂缝在岩石中所占的体积更大,并且在三维空间相互连通,更有利于改善储层的渗透率,尤其能提高裂缝孔隙性储层的产能。在今后的研究中该类裂缝不可忽视(郭璇等,2004)。整个中上扬子地台上,宝塔组灰岩上覆地层为五峰—龙马溪组黑色页岩地层,而该组龟裂纹构造在地层中呈立体分布,纵横交错的龟裂纹可作为储层油气运移输导的通道(张卿等,2013)。孙家振等(1989)在京山雨淋山一带宝塔组龟裂纹灰岩中发

现无色液态晶洞型原生油苗,京山油苗的富集亦说明断层、裂隙的发育是油气运移、聚集的良好通道与储集空间。且该类特殊的泥质龟裂纹缝,在后期的构造营力,如扭、张应力中易发生裂开、错动甚至破碎,形成多种多样的孔、洞、缝等,从而形成裂隙网络,便具有良好的储集效应。方少仙等(1994)亦提出在川南和川西北地区,该类型的储集层已经在宝塔组“龟裂纹”灰岩中获得工业气流。黄东等(2011)在宁强毛坝河、广元河湾场等地区的宝塔组中发现油苗,通过油源对比得出,该组的烃类物质与龙马溪组烃源岩具有亲缘关系。宝塔组已经被视为油气勘探中奥陶系重要的潜在储层之一(樊茹等,2013)。而以往的研究多将宝塔组获得天然气工业产能的原因归结为后期构造作用产生的裂缝输导,对宝塔组灰岩中龟裂纹的油气输导作用却少有述及(张卿等,2013)。近日,据新华日报报道,在贵州遵义页岩气勘探中,新发现宝塔组为油气新层系,并钻遇 13 米厚高压气层,再次强化了宝塔组含油气研究的重要性,更是将龟裂纹的形成、裂纹性质等涉及油气运移通道等基础地质问题的研究推至风口浪尖。显然,本文关于龟裂纹形成于成岩早—中期、作为一种“后期”裂隙充填的认识,无疑为油气的储与运的现实可能性提供了直接依据。

在区域铅锌成矿方面,蔡恒安等(2014)对大冶章山地区宝塔组中铅锌成矿的地质特征及控矿因素进行了探讨,认为铅锌成矿主要受龙马溪组、新滩组钙硅界面以及近东西向断裂带联合控制。矿化往往发育于页岩中灰岩透镜体、灰岩角砾以及顺层的裂隙,形成浸染状和团块状矿化。付义琴等(2015)对永善县冷水地区的铅锌矿床展开调查,发现富矿部位主要为为宝塔组生物碎屑灰岩的构造破碎带中。在研究区的矿产地质调查过程中,发现宝塔组地层中亦有不同程度的铅锌矿化或重晶石矿化,且伴生有银矿化,矿(化)体呈脉状或透镜状,受一北西向断层控制。因此,其中从寒武纪的娄山关组至奥陶纪的桐梓组、红花园组以及宝塔组都为重要的铅锌赋矿层位。多期构造的活动,使区内发育一系列北东—北北东向的褶皱与断裂,这些北东—北北东向的构造不仅控制了这一地区地层的展布,也为铅锌矿床成矿提供了重要动力来源和成矿热液活动通道。同时,而龟裂纹中充填物的矿物成分表明,在压力作用下龟裂纹构造易于改造成为有效的空间通道(张卿等,2013),从而使矿质运移并提供沉淀的场所。因此,认为宝塔组中也有寻找铅锌矿的潜力。

4 结论

(1)湘西北宝塔组灰岩的龟裂纹构造主要由泥质充填形成,裂纹在平面上曲线拐角圆润,在垂向上切割缝合线,常与瘤状构造呈过渡渐变关系,总体具“下密上稀、过渡变形、不穿邻层、似泄水充填”的特点,是一种在成岩早期胶凝缩作用的基础了叠加了固结期构造挤压、泄水排压效应而形成的复合型准同生期一期后变形构造。

(2)宝塔组龟裂纹灰岩主要发育在广阔、平坦的灰质陆棚环境,近古陆的浅水带裂纹特征不甚发育,受古水深、泥质含量多少等环境因素的制约较明显;岩石学、地球化学分析均指示高含水泥质物等充填物质部分来源于下伏岩层,充填动力则来源于构造挤压活动控制下形成的异常流体高压环境,具有构造—成岩作用双重控制的特点。

(3)宝塔组灰岩中的裂纹构造具备疏导功能,是良好的流体运移通道,对区域上奥陶系灰岩的油气成藏、成矿等有着重要的建设性意义。

致谢:野外采样过程中得到了刘庚寅同志的帮助,并展开了部分讨论,在此表示感谢!另外,对两位审稿人及编辑部提出的宝贵意见表示感谢!

References

- Brian, R. P., 2001. Septarian Concretions: Internal Cracking Caused by Syndimentary Earthquakes. *Sedimentology*, 48(1): 189—213. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2001.00366.x>
- Brian, R. P., 1998. Syneresis Cracks: Subaqueous Shrinkage in Argillaceous Sediments Caused by Earthquake-Induced Dewatering. *Sedimentary Geology*, 117(1—2): 1—10. [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(98\)00023-2](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(98)00023-2)
- Burst, J. F., 1965. Subaqueously Formed Shrinkage Cracks in Clay. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, 35(2): 348—353. <https://doi.org/10.1306/74d71271-2b21-11d7-8648000102c1865d>
- Cai, H. A., Ruan, Q. L., Du, K., et al., 2014. Metallogenic Geological Characteristics and Ore-controlling Factors of Pb-Zn Deposits in Zhangshan, Daye City. *Resources Environment & Engineering*, 28(6): 818—822 (in Chinese with English abstract).
- Chen, H. D., Hou, M. C., Xu, X. S., et al., 2006. Tectonic Evolution and Sequence Stratigraphic Framework in South China during Caledonian. *Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition)*, 33(1): 1—8 (in Chinese with English abstract).
- Chi, Q. H., Yan, M. C., 2007. Handbook of Elemental Abundances for Applied Geochemistry. Geological Publishing House, Beijing, 50—51 (in Chinese).
- Chinese Academy of Sciences, 2000. Advanced Geochemistry. Science Press House, Beijing, 309—316 (in Chinese).
- Dewhurst, D. N., Cartwright, J. A., Lonergan, L., 1999. The Development of Polygonal Fault Systems by Syneresis of Colloidal Sediments. *Marine and Petroleum Geology*, 16(8): 793—810. [https://doi.org/10.1016/s0264-8172\(99\)00035-5](https://doi.org/10.1016/s0264-8172(99)00035-5)
- Fan, R., Lu, Y. Z., Zhang, X. L., et al., 2013. New Understanding of the Contact Relationship between Shihztupu Formation and Pagoda Formation in Sichuan Basin. *Acta Geologica Sinica*, 3: 321—329 (in Chinese with English abstract).
- Fang, S. X., Hou, F. H., Lan, G., et al., 1994. Genesis of ‘Horseheely Crack’ Texture and Its Hydrocarbon Potential in Middle Ordovician Baota Limestones in Sichuan and Guizhou. *South China Petroleum Geology*, 1(1): 36—42 (in Chinese with English abstract).
- Feng, Z. Z., Wang, Y. H., 1990. China’s Sedimentology. Petroleum Industry Press, Beijing, 171—190 (in Chinese).
- Fu, Y. Q., Luo, K., Sun, F. W., 2015. The Geological Feature and Genesis Of Lengshui Pb-Zn Deposit in Yongshan. *Yunnan Geology*, 34(1): 95—98 (in Chinese with English abstract).
- Glaessner, M. F., 1969. Trace Fossils from the Precambrian and Basal Cambrian. *Lethaia*, 2(4): 369—393. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3931.1969.tb01258.x>
- Guo, X., Zhong, J. H., Xu, X. L., et al., 2004. Development Characteristics and Genetic Mechanism of the Untectonic Fracture. *Journal of the University of Petroleum*, 28(2): 6—11 (in Chinese with English abstract).
- Hou, M. C., Chen, H. D., Chen, A. Q., 2010. Constraints of the Jiangnan Xuefeng Upheaval to the Depositional System and Paleogeography Distribution of Southeast Sichuan South Guizhou Depression during Shiniulan Period. *Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition)*, 37(4): 395—400 (in Chinese with English abstract).
- Huang, D., Dai, X., Dai, Y., et al., 2011. Geochemical Behaviors and Gas Origins in the Hewanchang Gas Field, Northern Part of the Western Sichuan Basin. *Natural Gas Industry*, 31(3): 37—40 (in Chinese with English abstract).
- Hunan Bureau of Geology and Mineral Resources, 1997. Lithostratigraphy of Hunan Province. China University of Geosciences Press, Beijing, 108—119 (in Chinese).
- Ji, Z. L., 1985. On the Depositional Environment of the Pagoda Formation in Central and Southwestern China. In:

- Rong, L. B., ed., Stratigraphy and Paleontology Proceedings(12). Geological Publishing House, Beijing, 91—100 (in Chinese).
- Jiang, Z. X., 2010. Sedimentology. Petroleum Industry Press, Beijing, 107—160 (in Chinese).
- Jüngst, H., 1934. Zur Geologischen Bedeutung der Synärese. *Geol. Rundschau*, 25(5): 312—325.
- Kidder, D. L., 1990. Facies-Controlled Shrinkage-Crack Assemblages in Middle Proterozoic Mudstones from Montana, USA. *Sedimentology*, 37(5): 943—951. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1990.tb01836.x>
- Kovalchuk, O., Owttrim, G. W., Konhäuser, K. O., et al., 2017. Desiccation Cracks in Siliciclastic Deposits: Microbial Mat-Related Compared to Abiotic Sedimentary Origin. *Sedimentary Geology*, 347: 67—78. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.11.002>
- Li, J. M., Liu, B. L., Zhu, Z. D., et al., 1993. Compaction of Carbonate Rocks in Lower Ordovician Dawan Formation in Songzi, Hubei. *Oil & Gas Geology*, 14(4): 278—284 (in Chinese with English abstract).
- Li, Z., Han, D. L., Si, J. F., 2006. Diagenesis Systems and Their Spatiotemporal Attributes in Sedimentary Basins. *Acta Petrologica Sinica*, 22(8): 2151—2164 (in Chinese with English abstract).
- Liao, J. J., Ma, S. H., Liao, M. G., et al., 2017. Research of the Origin of Network Structure in the Ordovician Pagoda Limestone: Advances and New Discovery. *Acta Sedimentologica Sinica*, 35(2): 241—252 (in Chinese with English abstract).
- Liu, B. J., Xu, X. S., 1994. Atlas of the Palaeogeography of South China. Science Press, Beijing, 74—113 (in Chinese).
- Mou, C. L., Ge, X. Y., Xu, X. S., et al., 2014. Lithofacies palaeogeography of the Late Ordovician and Its petroleum geological significance in Middle-Upper Yangtze Region. *Journal of Palaeogeography*, 4: 427—440 (in Chinese with English abstract).
- OrtoLeva, P., 1994. Development of Diagenetic Differentiated Structure through Reaction Transport Feedback. *Developments in Sedimentology*, 51: 79—94.
- Pedersen, T., Bjørlykke, K., 1994. Fluid Flow in Sedimentary Basins: Model of Pore Water Flow in a Vertical Fracture. *Basin Research*, 6(1): 1—16. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.1994.tb00071.x>
- Plummer, P. S., Gostin, V. A., 1981. Shrinkage Cracks: Desiccation or Synaeresis?. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, 51(4): 1147—1156. <https://doi.org/10.1306/212f7e4b-2b24-11d7-8648000102c1865d>
- Rong, J. Y., Chen, X., 1987. Faunal Differentiation, Biofacies and Lithofacies Pattern of Late Ordovician (Ashgillian) in South China. *Acta Palaeontol Sinica*, 26(5): 507—535 (in Chinese with English abstract).
- Shen, J. W., 1989. New Observations of the Origin of Baota Limestone in Guizhou and Its Adjacent Regions. *Guizhou Geology*, 18(6): 35—38 (in Chinese with English abstract).
- Sheng, X. F., Ji, Z. L., 1984. The Research of Sedimentary Environment and Times of Baota Formation. *Geology in China*, 11: 31—32 (in Chinese).
- Sheng, X. F., Ji, Z. L., 1985. Origin of “Mud Crack” in the Geologic Past. *Regional Geology of China*, 14(4): 119—124 (in Chinese with English abstract).
- Su, W. B., Li, Z. M., Shi, X. Y., et al., 2006. K-Bentonites and Black Shales from the Wufeng-Longmaxi Formations (Early Paleozoic, South China) and Xiamaling Formation (Early Neoproterozoic, North China)—Implications for Tectonic Processes during Two Important Transitions. *Earth Science Frontiers*, 13(6): 82—95 (in Chinese with English abstract).
- Sun, J. Z., Zhang, Z. R., Chen, J. Y., 1989. The Significance of Discovery of Oil Seedling in Yulin Mountain Jingshan, Hubei. *Earth Science*, 58—66 (in Chinese).
- Wang, A. D., Zhou, Y. Q., Zhong, Y. L., et al., 2012. Causes of Reticular Cracks in Ordovician Baota Formation Limestone in Southern Shaanxi. *Earth Science*, 37(4): 843—850 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Y., Zhu, D. K., Cao, G. Y., 2003. Study on Tidal Flat Environment and Its Sedimentary Facies Comparative. *Acta Sedimentologica Sinica*, 21(4): 539—546 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Z. G., Yu, X. Y., Zhao, Z. H., 1989. Rare Earth Element For Geochemistry. Science Press House, Beijing, 90—93 (in Chinese).
- Wang, Z. Z., 1996. Baota Formation: a Middle Ordovician Condensed Section. *Sedimentary Facies and Palaeogeography*, 16(5): 18—21 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Y., 1995. Middle Ordovician Cracked Limestones of Polygonal Structure in the Upper Yangtze River Area, South China, a New Interpretation of Their Origin. *Chinese Journal of Geology*, 30(3): 268—274 (in Chinese with English abstract).
- Wheeler, H. E., Quinlan, J. J., 1951. Pre-Cambrian Sinuous Mud Cracks from Idaho and Montana. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, 21(3): 141—146. <https://doi.org/10.1306/d426944a-2b26-11d7-8648000102c1865d>
- White, W. A., 1961. Colloid Phenomena in Sedimentation of Argillaceous Rocks. *SEPM Journal of Sedimentary*

- Research, 31(5): 550—570. <https://doi.org/10.1306/74d70be6-2b21-11d7-8648000102c1865d>
- Wu, J. W., Xia, S. F., 1989. Notes on the Origin of the “Polygonal Marking” Limestones. *Journal of Nanjing University: Natural Sciences Edition*, 25(1): 136—142 (in Chinese with English abstract).
- Xu, X. S., Wan, F., Yin, F. G., et al., 2001. Environment Facies, Ecological Facies and Diagenetic Facies of Baota Formation of Late Ordovician. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 21(3): 64—68 (in Chinese with English abstract).
- Yin, F. G., Xu, X. S., Wan, F., et al., 2002. Characteristic of Sequence and Stratigraphical Division in Evolution of Upper Yangtze Region During Caledonian. *Journal of Stratigraphy*, 26(4): 315—420 (in Chinese with English abstract).
- Zhan, R. B., Jin, J. S., Liu, J. B., et al., 2016. Meganodular Limestone of the Pagoda Formation: A Time-Specific Carbonate Facies in the Upper Ordovician of South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 448: 349—362. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.07.039>
- Zhang, Q., Huang, R. C., Zhu, X., 2013. Characteristics of Reticulate Structure of Limestone and Hydrocarbon Transportation of Ordovician Baota Formation in the North of Sichuan Basin. *Journal of Oil and Gas Technology*, 35(11): 31—36 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Z. B., Liu, J. B., 2005. Sedimentary study of the Middle and Late Ordovician in Wudang, Guiyang. *Journal of Precious Metallic Geology*, 14(4): 251—255 (in Chinese with English abstract).
- Zhao, Z. Y., Zhou, Y. Q., Ma, X. M., et al., 2007. Genesis of Underwater Shrinkage Cracks and Geological Models of Their Filling. *Earth Science Frontiers*, 14(4): 215—221 (in Chinese with English abstract).
- Zhou, C. M., Xue, Y. S., 2000. On Polygonal Reticulate Structure of the Ordovician Pagoda Formation of the Western Hunan Hubei Area. *Journal of Stratigraphy*, 24(4): 307—309 (in Chinese with English abstract).
- Zhou, S. X., Wang, J. G., 1992. On the origin of Pagoda Stones in the Shiqian Region, Guizhou Province. *Experimental Petroleum Geology*, 14(3): 291—295 (in Chinese with English abstract).
- 1—8.
- 迟清华, 鄢明才, 2007. 应用地球化学元素丰度数据手册. 北京: 地质出版社, 50—51.
- 樊茹, 卢远征, 张学磊, 等, 2013. 四川盆地奥陶系十字铺组与宝塔组接触关系新认识. *地质学报*, 3: 321—329.
- 方少仙, 侯方浩, 兰贵, 等, 1994. 川黔地区中奥陶统宝塔组灰岩中“马蹄纹”构造的成因及含油气性. *南方油气地质*, 1(1): 36—42.
- 冯增昭, 王英华, 1990. 中国沉积学. 北京: 石油工业出版社, 171—190.
- 付义琴, 罗坤, 孙福伟, 2015. 永善县冷水铅锌矿地质特征及矿床成因. *云南地质*, 34(1): 95—98.
- 郭璇, 钟建华, 徐小林, 等, 2004. 非构造裂缝的发育特征及成因机制. *石油大学学报(自然科学版)*, 28(02): 6—11.
- 侯明才, 陈洪德, 陈安清, 2010. 江南—雪峰隆起对川东南—黔南凹陷石牛栏期沉积古地理的制约. *成都理工大学学报(自然科学版)*, 37(4): 395—400.
- 湖南省地质矿产开发局, 1997. 湖南省岩石地层. 北京: 中国地质大学出版社, 108—119.
- 黄东, 戴鑫, 戴赞, 等, 2011. 川西北部河湾场气田天然气地球化学特征及其气源探讨. *天然气工业*, 31(3): 37—40.
- 姬再良, 1985. 华中西南地区上奥陶统宝塔组的沉积环境初探. 见: 荣灵璧, 编, 地层古生物论文集(第十二辑). 北京: 地质出版社, 91—100.
- 姜在兴, 2010. 沉积学. 北京: 石油工业出版社, 107—160.
- 李建明, 刘秉理, 朱忠德, 等, 1993. 湖北松滋下奥陶统大湾组碳酸盐岩压实作用. *石油与天然气地质*, 14(4): 278—284.
- 李忠, 韩登林, 寺建峰, 2006. 沉积盆地成岩作用系统及其时空属性. *岩石学报*, 22(8): 2151—2164.
- 廖纪佳, 马思豪, 廖明光, 等, 2017. 奥陶系宝塔灰岩网纹构造成因研究进展及新发现. *沉积学报*, 35(2): 241—252.
- 刘宝珺, 1994. 中国南方岩相古地理图集. 北京: 科学出版社, 74—113.
- 牟传龙, 葛祥英, 许效松, 等, 2014. 中上扬子地区晚奥陶世岩相古地理及其油气地质意义. *古地理学报*, 4: 427—440.
- 戎嘉余, 陈旭, 1987. 华南晚奥陶世的动物群分异及生物相岩相分布模式. *古生物学报*, 26(5): 507—535.
- 沈建伟, 1989. 贵州及邻区宝塔组灰岩成因的新观察. *贵州地质*, 18(6): 35—38.
- 盛莘夫, 姬再良, 1984. 论宝塔组的沉积环境及时代. *中国地质*, 11: 31—32.
- 盛莘夫, 姬再良, 1985. 地史时期“泥裂”构造的成因初探. *中国区域地质*, 14(4): 119—124.
- 苏文博, 李志明, 史晓颖, 等, 2006. 华南五峰组—龙马溪组与华北下马岭组的钾质斑脱岩及黑色岩系——两个地史转折期板块构造运动的沉积响应. *地学前缘*, 13(6): 82—95.

附中文参考文献

- 蔡恒安, 阮启林, 杜凯, 等, 2014. 大冶章山铅锌矿成矿地质特征及控矿因素. *资源环境与工程*, 28(6): 818—822.
- 陈洪德, 侯明才, 许效松, 等, 2006. 加里东期华南的盆地演化与层序格架. *成都理工大学学报(自然科学版)*, 33(1):

- 孙家振,张征瑞,陈建渝,1989.湖北京山雨淋山油苗发现的意义.地球科学,简报:58—66.
- 王安东,周瑶琪,仲岩磊,等,2012.陕南奥陶系宝塔组灰岩网状裂缝成因.地球科学,37(4):843—850.
- 王尧,1995.上扬子地台中奥陶统“龟裂纹”灰岩成因的新解释.地质科学,30(3):268—274.
- 王颖,朱大奎,曹桂云,2003.潮滩沉积环境与岩相对比研究.沉积学报,21(4):539—546.
- 王泽中,1996.宝塔灰岩中奥陶统密集段.岩相古地理,16(5):18—21.
- 王中刚,于学远,赵振华,1989.稀土元素地球化学.北京:科学出版社,90—93.
- 吴劲薇,夏树芳,1989.关于“龟裂纹灰岩”成因的探讨.南京大学学报,25(1):136—142.
- 许效松,万方,尹福光,等,2001.奥陶系宝塔组灰岩的环境相、生态相与成岩相.矿物岩石,21(3):64—68.
- 尹福光,许效松,万方,等,2002.加里东期上扬子区前陆盆地演化过程中的层序特征与地层划分.地层学杂志,26(4):315—420.
- 张卿,黄仁春,朱祥,2013.四川盆地北缘奥陶系宝塔组灰岩网纹构造特征及油气输导作用.石油天然气学报(江汉石油学院学报),35(11):31—36.
- 张志斌,刘建波,2005.贵阳乌当地区中—上奥陶统沉积学研究.地质与资源,14(4):251—255.
- 赵振宇,周瑶琪,马晓鸣,等,2007.水下收缩裂隙形成过程及裂缝充填模式研究.地学前缘,14(4):215—221.
- 中国科学院地球化学研究所,2000.高等地球化学.北京:科学出版社,309—316.
- 周传明,薛耀松,2000.湘鄂西奥陶纪宝塔组灰岩网纹构造成因及沉积环境探讨.地层学杂志,24(4):307—309.
- 周书欣,王建国,1992.贵州石阡地区宝塔灰岩的成因.石油实验地质,14(3):291—296.