论文

大盛群中的震积岩: 郯庐断裂带强构造与地震活动新证据

田洪水^{①*}, Antonius Johannes VAN LOON^②, 王华林^③, 张慎河^①, 祝介旺^①^① 山东建筑大学土木工程学院, 济南 250101;^② Institute of Geology, Adam Mickiewicz University, Maków Polnych 16, 61-606 Poznan, Poland;^③ 山东省地震工程研究中心, 济南 250014

* E-mail: tianhongshui@126.com

收稿日期: 2015-06-30; 接受日期: 2015-10-20; 网络版发表日期: 2015-12-21

国家自然科学基金项目(批准号: 41272066)、国家科技支撑计划项目(编号: 2012BAK19B04-01)及教育部长江学者和创新团队发展计划(编号: IRT13075)资助

摘要 首次从郯庐断裂带马站和郯城断陷盆地的下白垩统大盛群中识别出了 80 多层震积岩。它们所记录的地震事件发生在早白垩世约 110~100 Ma, 当时该断裂带正发生拉张-伸展且间有挤压-走滑的强构造活动, 引发了一系列 5~8.5 级的强地震事件。地震触动大盛群洪积-湖泊相饱和-半固结的沉积物发生液化、触变、坠落、断裂、裂开、充填及褶皱等层内同沉积变形, 从而形成了各种各样的震积岩, 包括液化砂墙、液化砂脉、液化角砾岩、液化均一层、负载构造、火焰构造、球-枕构造、布丁构造、底辟构造、震裂缝充填构造、巨型砾岩楔及同沉积断层等。显然, 这些震积岩是郯庐断裂带早白垩世强构造与地震活动的新证据; 由它们记录的一系列强烈地震事件也是对当时华北克拉通破坏的同步响应。

关键词 震积岩, 大盛群, 早白垩世, 地震事件, 郯庐断裂带, 克拉通破坏

1 引言

大盛群是郯庐断裂带中段中生代断陷盆地分布最广的中生代洪积-湖积相地层。尽管众多学者(Qiao 等, 1994; 乔秀夫和高林志, 1999; 乔秀夫等, 2001, 2002, 2006; 陈世悦等, 2003; 田洪水等, 2003, 2005, 2006a, 2006b, 2011, 2015; 袁静, 2004; 殷秀兰和杨天

南, 2005; 杨剑萍等, 2004, 2006; 袁静等, 2006; 吕洪波等, 2011; 周勇等, 2011; 何碧竹等, 2011, 2012; 张邦花等, 2012; Tian 等, 2013, 2014)在该断裂带及其近区已鉴别出了新元古代-新生代多个层位的震积岩, 但是在此之前, 尚无人问津、报道和研究这样一个课题: 在该断裂带分布最广的早白垩世大盛群中是否发育震积岩? 郯庐断裂带及其附近于中生代(特别是

中文引用格式: 田洪水, Antonius Johannes VAN LOON, 王华林, 张慎河, 祝介旺. 2016. 大盛群中的震积岩: 郯庐断裂带强构造与地震活动新证据. 中国科学: 地球科学, 46: 79~96, doi: 10.1360/N072015-00150
英文引用格式: Tian H S, Van Loon A J, Wang H L, Zhang S H, Zhu J W. 2016. Seismites in the Dasheng Group: New evidences of strong tectonic and earthquake activities of the Tanlu Fault Zone. Sci China Earth Sci, doi: 10.1007/s11430-015-5221-4

在早白垩世)发生了最强烈的构造活动乃至最激烈的岩石圈减薄与克拉通破坏(王小凤等, 2000; 朱光等, 2002; 2005; 吴根耀等, 2007; 朱日祥和郑天愉, 2009; 朱日祥等, 2011, 2012). 这些构造活动与克拉通破坏事件应引发许多强地震事件, 该断裂带早白垩世青山群中发育震火山岩(田洪水等, 2007)是证据之一; 根据早白垩世郯庐断裂带构造活动异常强烈和有利的地堑盆地沉积环境来分析, 大盛群中也应发育震积岩. 那么, 大盛群中震积岩的类型、数量和规模如何? 笔者通过多条野外剖面调查与室内对比研究, 首次从大盛群中识别出了80余层震积岩, 为上述问题提供了明确的答案.

2 地质背景

郯庐断裂带是中国东部NNE向超岩石圈深大活动断裂带, 也是长期发生地震活动的地震带, 其中段纵贯山东中部, 长330 km, 宽20~80 km(图1). 陈颙等(2000)指出, 郯庐断裂带这类超岩石圈活动断裂-地震带与其附近约100~200 km的活动陆块边缘的强震区共同构成了活动构造带, 一些大地震并不直接发生在大的活动断裂带上, 而是发生在大的活动断裂带附近. 因此, 在郯庐断裂带附近所发生的强地震事件一般与郯庐断裂带的活动有关. 中生代以来, 该断裂带中段构造和强地震活动频繁. 在该断裂带内及其附近约150 km范围内的中-新生代沉积盆地中, 形成了多个由震积岩组成的地震事件层. 除本文论述的大盛群地震事件层外, 已被发现和研究的, 中-新生代地震事件层还有胶莱盆地早白垩世莱阳群地震事件层(殷秀兰和杨天南, 2005; 何碧竹等, 2012)、晚白垩世王氏群地震事件层(何碧竹等, 2011)、安丘-夏庄盆地古近纪始新世朱壁店组地震事件层(田洪水等, 2005)、济阳凹陷古近纪始新世-渐新世沙河街组地震事件层(陈世悦等, 2003; 袁静, 2004; 杨剑萍等, 2004)、临朐和山旺盆地新近纪临朐群地震事件层(Tian等, 2014)、郯城盆地第四纪中更新世于泉组地震事件层, 以及安丘-夏庄盆地第四纪全新世黑土湖组地震事件层(田洪水等, 2015). 此外, 青山群八亩地组和临朐群尧山组也发育震火山岩(田洪水等, 2007; Tian等, 2014).

在郯庐断裂带中段的中生代断陷盆地内, 下白

垩统广泛分布和出露, 缺乏三叠系, 侏罗系仅局限分布在潍坊南部. 研究区包括两部分, 一是马站断陷盆地, 二是郯城断陷盆地(图1). 马站盆地夹持于该断裂带沂水-汤头断裂(F_3)和郯部-葛沟断裂(F_4)两条主干断裂之间, 范围是从安丘市大盛镇到沂水县马站镇(图1(a)). 该断陷盆地西侧为鲁西断隆, 东侧为汞丹山地垒; 其内大盛群广布, 并与下伏的早白垩世青山群八亩地组中-基性火山岩呈整合接触关系, 与上覆的新近纪临朐群火山岩地层呈角度不整合接触. 郯城盆地的东、西边界分别为昌邑-大店断裂(F_1)和郯部-葛沟断裂(F_4); 其余两条主干断层(F_2 和 F_3)穿过该断陷盆地(图1(b)). 郯城断陷盆地中-西部多被全新统覆盖, 可见零星的青山群火山岩的基岩露头; 其东部大盛群孟瞳组露头良好且分布着NNE向延伸的马陵山; 该盆地以西和以东分别为鲁西断隆和胶南造山带.

早白垩世大盛群自下而上被分为马朗沟组、田家楼组、寺前村组和孟瞳组, 总厚度超过3000 m(图2). 四个岩性组构成了粒度由粗变细的两个洪积-湖泊相沉积旋回地层; 并与八亩地组之上的青山群火山岩层位为准同时沉积(张增奇和刘明渭, 1996; 刘明渭等, 2003). 马朗沟组主要由山麓洪积相砾岩、凝灰质粗砂岩、粉砂岩和泥岩组成, 夹有橄榄安山岩、火山角砾岩和凝灰岩, 分布在盆地边部. 田家楼组主要由湖泊相杂色细砂岩、钙质粉砂岩及泥岩组成, 夹有碳酸盐岩和少量火山岩, 发育在盆地中部, 虽分布广, 但露头少. 寺前村组以山麓洪积相粗砾岩为主, 夹有粉砂岩和砂质泥岩, 分布在盆地边部. 孟瞳组主要出露于郯城盆地的马陵山, 属湖泊相, 分为两个岩性段: 下段分布在马陵山西坡, 颜色偏暗, 主要由紫灰-暗紫色泥质粉砂岩和泥质细砂岩组成, 夹灰绿色粉砂岩; 上段分布在马陵山东坡, 颜色偏浅, 由灰白色薄-中层的长石砂岩与紫灰色薄层泥岩的互层或夹层组成.

大盛群曾一度被划归为晚白垩世王氏群(山东省地质矿产局, 1991), 因所含生物化石组合及火山岩夹层的年龄均属早白垩世, 尤其是孟瞳组中含 *Schizacosisporites*, *Calssopollis*, *Ephedripites* 和 *Tricolpites* 等早白垩世的孢粉, 因此, 第二轮地质调查将其厘定为下白垩统(宋明春和王沛成, 2003).

图1 郯庐断裂带马站断陷盆地(a)和郯城断陷盆地(b)地质略图

1. 地质界线; 2. 不整合接触界线; 3. 张扭与压扭性断层; 4. 隐伏断层; 5. 前震旦系; 6. 寒武系与震旦系; 7. 八亩地组; 8. 马朗沟组和田家楼组; 9. 寺前村组和孟瞳组; 10. 临朐群; 11. 第四系; 12. 下更新统与中更新统; 13. 全新统; 14. 山前组; 15. 沂河组; 16. 重点研究剖面位置和编号。F₁-F₄: 主干断层; TLZ: 郯庐断裂带。据山东地质调查院, 1:25 万潍坊和临沂幅地质图(2007)改编

状层; 2. 液化砂岩墙与火焰构造; 3. 液化砂脉与液化角砾岩

3 大盛群中的震积岩

3.1 发育概况

从大盛群各岩性组中, 共识别出震积岩84层. 其中从马朗沟组、田家楼组、寺前村组和孟瞳组识别出震积岩的层数依次分别是12层、7层、9层和56层(图2). 因田家楼组多被第四系覆盖, 仅下部出露较好, 故从中识别出的震积岩层数最少; 由于孟瞳组厚度最大、露头好以及沉积形成过程中强地震频繁, 所以, 从孟瞳组中识别出的震积岩层数最多. 就单层震积岩的厚度而言, 马朗沟组和寺前村组两个洪积相粗粒沉积物岩性组中的单层震积岩的厚度较大, 多在0.3~1.5 m, 最大单层厚度达2.4 m. 在田家楼和孟瞳组两个湖泊相细粒沉积物岩性组中, 单层震积岩厚度较小, 厚度为0.1~0.3 m, 个别砂脉层仅厚5 cm. 单层或震积岩组合层间为间震层.

3.2 主要类型

3.2.1 负载构造、火焰构造及球-枕构造

(1) 特征描述. 这几种变形构造的震积岩在大盛群各组中普遍存在(图2). 它们的尺度大小不等. 负载体和球-枕体多由砂岩或砂质灰岩组成, 其粒度或密度较大; 负载体和球-枕体的围岩或下伏层由粉砂质泥岩组成, 原始沉积物的粒度或密度较小. 火焰构造一般发育于负载之间. 图3(c), (d), (f)-①中的变形构造为负载构造与火焰构造. 图3(a), (f)-②, (g)上部层及图4(a)所示的变形构造为枕状层.

(2) 解释. 负载构造是饱和的高密度、粗粒沉积物, 受震动和重力作用发生下沉, 继而沉入下伏的软沉积物中而形成; 同时, 由于下伏的低密度细粒饱和软泥质沉积物上侵, 可在负载体之间形成火焰构造. 由于本文中的负载体的围岩及下伏层是软的粉砂质泥(非液化沉积物), 所以, 这些火焰构造应是受振动触变的软泥受挤压上侵形成. 负载构造下部受震动脱离母体、坠落, 由此产生球体、椭球体及枕状体, 即球-枕构造(Moretti等, 2002; 杜远生等, 2007; Du等, 2008; 乔秀夫和李海兵, 2008, 2009; Van Loon, 2009, 2014; Van Loon和Pisarska-Jamrózy, 2014; Qiao和Guo, 2013; 乔秀夫等, 2011; 苏德辰等, 2013; 龚正等, 2013; Tian等, 2013, 2014). 负载及球-枕构造的形成机

理也得到了试验验证(Kuenen, 1958; Owen, 1996). 负载构造与球-枕构造连续下沉, 使上部的具负载的砂层完全消失, 形成了枕状层(Roep和Everts, 1992). 但是, 图4(a)所示的未完全固结的砾岩枕状层, 很可能属原地振动成因, 因为其下伏沉积物为球-枕体难以坠入的砂质砾石层. 地震振动产生许多同震节理, 同震节理将厚层砾岩振动分割成球-枕体, 砾岩枕状体很可能在原地发生过滚动(乔秀夫等, 2012).

3.2.2 布丁构造

(1) 特征描述. 布丁构造主要产在田家楼组的下部及孟瞳组下段(图2). 可见不连续(图3(g)与(h)和图5(a)与(b))和连续的布丁构造(图5(c)和(f))两类. 前者较短, 呈菱面体、透镜体和长条; 后者呈香肠状或藕节状, 又称香肠构造或缩肿构造. 原沉积物为饱和砂层及砂质碳酸盐层, 它们多呈夹层或互层产出, 其围岩为黏土岩或砂质泥岩等细粒沉积岩.

(2) 解释. 依据岩土力学原理及模拟实验(吴武军等, 2005), 细粒沉积层的塑性较大, 而粗粒沉积层的刚性较大, 所以, 两者的力学性质差异明显. 在竖向不均匀挤压和横向拉张地震力作用下, 细粒沉积物向两侧塑性流动, 并在粗粒沉积层面上产生剪应力, 同时受到不均匀的竖向挤压和横向拉伸, 而发生不均匀的收缩与膨胀, 但尚未拉断, 形成了缩肿构造; 当缩肿构造被拉断或被微断层错断, 则形成了断开的布丁构造(Knaust, 2002; Martín-Chivelet等, 2011; Tian等, 2014).

3.2.3 液化砂墙和砂脉

(1) 特征描述. 液化砂墙主要发育在马朗沟组的下部(图2, 3(a)和(b)), 呈浅灰-灰白色, 由凝灰质含砾粗砂组成, 砂粒直径0.5~0.8 mm, 宽10~70 cm, 长60~120 cm, 多数下宽上窄, 个别上部较宽. 图3((a)和(b))中的砂墙沿震裂隙挤入紫红色泥质砂岩中, 并冲破了部分球-枕构造. 液化砂脉主要发育在孟瞳组上段, 在各层内砂脉密集排列(图2, 6(a)~(e)和7(c)), 数量多达40多层; 震前沉积层为薄层粉-细砂(砂粒以长石和石英为主, 粒径为0.08~0.15 mm)与砂质泥(泥质含量75%~85%, 粉砂15%~25%)的互层或夹层, 大多数脉的单层厚度10~30 cm(图6(a)~(e)和7(c)). 层面上呈网脉状(图6(d)和7(d)). 按源层与侵入方向, 有的

图3 安丘和沂水马朗沟组-田家楼组中的震积岩

(a)和(b) 侵入于砂质泥岩中的液化粗砂岩墙; 砂质泥岩中发育球枕构造; (c) 负载构造(黄箭头处)与火焰构造; (d) 上部为厚层砂岩的布丁层, 中部为薄层砂岩负载构造和泥质火焰构造, 下部红箭头线指向滑动面; (e) 充填着砂质泥岩的震裂缝; (f) 负载、球-枕构造及枕状层: ① 接近解体(大致连续)的负载构造与火焰构造层, ②枕状层, ①与②之间分布着零散的球-枕体; (g) 上部层为砂质灰岩质枕状层; 下部为被同沉积断层错断的数层灰岩布丁; (h) 两层被拉断的灰岩布丁. 图中红虚线为同沉积断层. (a)~(e)拍自马朗沟组, (f)~(h)拍自田家楼组. (d)和(e)摄于马站附近, 其余摄于马朗沟村附近

图 4 安丘寺前村组中的震积岩

(a) 李家院庄东南侧的粗砾岩球枕构造与同沉积断层; (b) 安丘前大盛村南侧的巨型砾岩楔与同沉积断层; (c)和(d) 大盛镇 P_3 剖面中部公路南侧黄绿色液化砂脉; (e) 蓝线所示的同沉积断层组合: 帚状构造, 断面上可见由灰白色微粒泥质组成的滑动膜; (f) 红虚线之间为同沉积断层充填的砾岩墙, 其内砾石长轴平行于断层面; (g) 大盛镇医院东侧陡坎: (e)和(f) 拍摄地点

图5 郯城马陵山西坡孟瞳组下段中的震积岩

(a) 纪庄断层附近的口袋状地裂缝充填构造(右侧箭头)与布丁构造层; (b) 照片(a)中方框处, 布丁层中打断的补丁构造; (c) 箭头指纪庄断层以东大致连续的砂岩软布丁构造, 与同沉积断层(红虚线)共生; (d) 王家饭馆西侧两条粒序正断层构成了层内小地堑; (e) 西坡麓陡坡公路北侧的负载与火焰构造; (f) 箭头指向盘山弯道南侧的连续的布丁构造; (g) 接近山脊公路北侧的层内震褶曲

源层在下、自下而上侵入(图6(a)); 有的源层在上、自上而下侵入, 可液化砂层处在湖底的顶面(图6(b)); 也有两者兼有的情况(图6(c)和(d)). 在寺前村组也可见少量液化砂脉, 产在砾岩的夹层中(图4(c)和(d)). 也有少量液化砂脉属不与源层相连的盲脉。

(2) 解释. 砂墙和砂脉是地震触动水饱和的砂层, 在饱和砂层内形成足够大的超孔隙水压力而导致液化, 液化砂继而沿围岩裂隙或微断裂侵入或被挤入形成; 它们是大地构造活动区最常见的地震事件记录(Plaziat等, 1990; Purser等, 1993; Qiao等, 1994; Owen, 1996; Pratt, 1998; 杜远生等, 2001, 2007; Du等, 2008; Goffredo等, 2002; Van Loon, 2009, 2014; Owen和Moretti, 2011; Owen等, 2011; Van Loon和Su, 2013; Tian等, 2014).

3.2.4 液化角砾岩和液化均一层

(1) 特征描述. 这两种震积岩均发育在孟瞳组上段. 液化角砾岩可与液化砂脉、粒序断层及负载构造共生(图2, 图7(c)~(e)), 液化角砾岩层本身可发生层内褶曲(图7(e)). 液化角砾岩的基本特征是液化砂脉或团块充填在棱角状震碎泥岩的角砾之间. 图6(f)中的灰白色砂层为液化均一层, 其特征是砂岩层内颜色和矿物成分均匀, 在薄如纸状的紫灰色泥岩的夹层层面上发育网状液化砂脉, 其中, 宽度不等的液化砂脉与下伏或上覆的均质砂岩层相连且成分相同。

(2) 解释. 在强震作用下, 液化与非液化软沉积物的互层或夹层易形成液化角砾岩, 非液化层(如泥质沉积物)被震裂或被震碎, 形成了棱角状及不规

图 6 郯城马陵山东坡孟疃组上段中的震积岩

(a) 液化粉砂脉向上侵入于泥岩中; (b) 液化砂脉向下侵入于砂质泥岩中; (c) 液化砂脉从上、下两个方向侵入到砂质泥岩中; (d) 液化砂脉在层面上呈网状产出; (e) 自下而上分别在锤、黑色笔和蓝色笔处发育三层液化砂脉层; (f) 红箭头指向饱和砂的液化均一层, 在灰黑色微薄层(如纸)泥岩夹层的层面上, 发育宽度不等的网状液化砂脉。(a) 拍摄于山脊附近路北, (c)~(e) 摄于东坡中部路北, (f) 摄于清泉寺西侧路南

则状角砾; 液化沉积物侵入角砾之间的空隙中(乔秀夫等, 2001, 2006; 乔秀夫和李海兵, 2009; Li等, 2013; Tian等, 2013)形成了液化角砾岩。

“均一层(Homogeneied bed)”由Seilacher(1984)提

出, 指地震振动与晃动使水下沉积物液化, 破坏了原生层理而使沉积层呈现出均匀液化的现象。吴贤涛和尹国勋(1992)用“液化均一层”来描述这一液化变形构造。识别液化均一层应依据两个方面的标志: 一是

有明显的液化标志; 二是可液化层内层理消失而具均质性. 图6(e)中的灰白色长石英砂岩恰好具备上述两方面的识别标志: 其极薄的泥质夹层层面上具液化砂岩脉, 与脉相连通的砂层具均质性. 因此, 它们是典型的液化均一层.

3.2.5 底辟构造

(1) 特征描述. 底辟构造发育在孟瞳组上段,

可见饱和砂液化底辟构造, 指液化砂在饱和砂层内向上流动, 但未流出古地表, 如图7(a)所示的砂岩层纵剖面上, 因液化砂自下而上流动, 微细层理发生了锥形底劈褶曲, 在锥的顶部, 液化砂甚至冲破了微细层理. 图7(b)所示的底辟褶曲由薄层砂岩夹泥岩组成, 底辟构造的中心是向上流动的触变软泥, 可称为软泥底辟构造.

(2) 解释. Montenat等(2007)将液化物向上流

图7 郯城窑上村东北侧孟瞳组中的震积岩

(a) 砂层内液化砂向上流动, 形成了锥形液化砂底辟构造(箭头处); (b) 原沉积物薄层砂夹黏土之下, 发育较厚的黏土, 饱和黏土受震发生触变, 继而向褶曲核部底辟式流动, 形成了三角形触变黏土底辟构造; (c)~(f) 与液化砂脉(红箭头和方框(d)处)共生的液化角砾岩与震褶曲(方框(e)处)及负载构造(方框(f)处), 负载体内纹层理发生了向形褶曲. (a)和(b)摄于山泉水厂东侧, 其余摄于窑上村页岩采坑

动,但未涌出地表而形成的变形,称为液化底辟构造,属液化震积岩类.乔秀夫等(2009)据液化底辟流体的形态,对液化底辟构造划分为三角形、锥形、筒形、柱形、穹形和蘑菇状等.本文图7(a)中的液化底辟构造属锥形液化底辟构造.西班牙Prebetic带的湖相粉土形成了蘑菇状液化底辟构造(Rodriguez-Pascua等, 2000),山东寒武纪朱砂洞组发育舌形灰泥液化底辟构造(Tian等, 2013).饱和黏性土和胶体等非液化沉积物,因其孔隙细小且具有粘聚力,受强地震振动不发生液化,但会发生触变:切稀、流变性增强而流动(Tian等, 2013; 田洪水等, 2015).图7(b)中,震前的褶曲为饱和薄层砂夹黏土,受地震振动和横向挤压力作用下,薄层砂发生液化而变软,黏土发生触变,在形成底辟褶曲的过程中,触变黏土挤入褶曲核部,形成了三角形触变底辟构造.

3.2.6 震裂缝充填构造与巨型砾岩楔

(1) 特征描述. 在马朗沟组和田家楼组下段发育震裂缝充填构造(图2, 3(e)和5(a)),震裂缝在剖面上呈“V”形或漏斗形,上部宽度0.40~1.8 m,裂缝深度0.5~2.8 m.形成震裂缝的沉积层呈未饱和的半固结状态,因为饱和的沉积物太柔软,不能形成规则、稳定的裂缝.裂缝充填物的性质和产状与裂缝两侧截然不同,如图3(e)中的紫灰色砂质泥岩充填在砂岩的裂缝内;图5(a)中的黄绿色的钙质泥岩充填在灰色砂质泥岩夹砂岩的震裂缝内.寺前村组发育一巨型砾岩楔(图2和图4(b)),岩楔出露在地表,其平面为半豆角状的残留体,长度为3.6 m;纵剖面上观察,形如瓶塞,其上部宽2.55 m,底宽1.33 m,高2.4 m.该岩楔由泥质粗-巨砾岩组成,其中砾石含量60%~70%,泥质约20%~30%,含砂粒10%左右,且具有下粗上细的粒序层理,属泥石流(特殊的洪流)堆积.砾岩楔围岩主要由厚层含棱角-次圆状砾石的洪积黏土岩组成,地表为厚度20~50 cm的泥质巨砾层.因楔体下移,砾岩楔附近围岩发生了牵引褶曲.

(2) 解释. 半固结-未完全固结的沉积物受地震拉张应力作用而裂开,先生成“V”形震裂缝;然后,软沉积物充填其内,即形成了震裂缝充填构造.本文中的巨型砾岩楔,应属泥石流堆积物充填大震裂缝而成.其形成过程如下(图8): (i) 震前,半固结或未完全固结的厚层洪积含砾黏土与泥质巨砾层,在自

图8 巨型砾岩楔的形成机理和过程

σ_1 : 地震张应力; σ_2 : 地震竖向应力; $\Delta\sigma_1$: 张应力增量;
 $\Delta\sigma_2$: 竖向应力增量

重应力作用下,暂时处于稳定状态; (ii) 发震,在地震拉张应力 σ_1 和竖向地震应力 σ_2 作用下,厚层洪积含砾黏土和泥质巨砾层裂开,形成了“V”形大裂缝; (iii) 地震强度增高,拉张应力和竖向地震附加应力增大($\sigma_1 + \Delta\sigma_1$, $\sigma_2 + \Delta\sigma_2$),震裂缝扩张;地震引发的稀式泥石流,

受振动与重力共同作用, 较粗大、较重的砾石先沉落在震裂缝中, 形成了具粒序层理的泥石流充填物(王裕宜等, 2001), 泥石流充填物不断坠落和积累, 裂缝底部不断变宽而扩容, 最终形成了楔状体; 巨砾岩楔体下移使围岩层理发生了同步褶曲; (iv) 震后, 固结成岩, 风化剥蚀, 巨型砾岩楔暴露在地表。

3.2.7 同沉积断层

(1) 特征描述. 同沉积断层(图2), 常与负载与球-枕构造、布丁构造及震裂缝充填构造共生(图3(d), (f)和(g); 图4(a)和(b)). 也呈组合产出, 如图4(e)和4(g)中的帚状粒序断层组合和图5(d)中的小地堑。一般尺度较小, 最短5 cm, 最长约4 m. 以正断层为主, 反映了拉张-伸展构造活动的主要背景; 但图4(e)中帚状粒序断层组合由具旋扭剪切-滑动特征断面组成; 图4(f)或4(g)中的粒序断层被砾石充填, 其内砾石长轴平行于层面定向排列, 形成了砾岩墙, 说明有的粒序断层曾发生过挤压与剪切滑动。同沉积断层多与软的饱和沉积变形构造共生(图3(d), (f)和(g); 图5(c)), 属塑性破裂; 部分同沉积断层产在郯庐断裂主干断层附近的当时半固结的沉积物中(图4(a), (e), (f)和图5(d)), 断面上具泥质滑动膜(图4(e)), 具挤压或旋扭-剪切滑动特征和脆性破裂性质。

(2) 解释. 同沉积断层多为粒序断层, 是最早认定的识别震积岩的标志(Seilacher, 1969), 是与地震有关的小尺度层内断层。地震引起的软沉积变形构造总伴有同沉积断层(杜远生和韩欣, 2000; Wheeler, 2002; Moretti等, 2002; 林方成和潘桂棠, 2006; 杜远生等, 2001, 2007; Du等, 2008; 苏德辰和孙爱萍, 2011; Tian等, 2013; Moretti和Van Loon, 2014)。具塑性破裂特征的同沉积断层, 是地震刚结束后由地震破坏的沉积物调整而产生(Qiao等, 1994)。由于部分同沉积断层(图4(a), (e), (f)和图5(d))与同震断裂(付碧宏等, 2008; Ma等, 2009; 袁仁茂等, 2014; 田洪水等, 2015)的特征相似, 如分布在主干断层(可能的发震断层)附近, 具脆性破裂特征, 断面上存有泥质滑动膜或断面间的碎屑定向排列, 因此, 这部分同沉积断层为小尺度同震断层。

3.2.8 震褶曲

在震积岩形成过程中, 还形成了震褶曲。如砾岩楔旁侧的牵引褶曲(图4(b)); 底辟式褶曲(图7(a), (b)); 与液化角砾岩共生的褶曲(图7(e)); 负载构造内的向形褶曲(图7(f)); 也有独立存在的震褶曲(图5(g))。

4 讨论

4.1 地震事件和震积岩形成的动力机制

有关的地震事件及震积岩形成的动力机制, 与其形成时的构造应力作用密切相关。郯庐断裂带于三叠-侏罗纪完成了显著的左行走滑后, 因早白垩世太平洋洋壳向欧亚板块岩石圈下俯冲, 中国东部普遍处于构造伸展状态, 该断裂带及其附近地区, 软流圈上涌致使岩石圈发生近E-W向拉张与减薄, 地幔发生非稳态流动致使克拉通破坏(朱日祥和郑天愉, 2009; 朱日祥等, 2011, 2012), 而进入了最激烈构造活动期(王小凤等, 2000; 张岳桥等, 2004; 吴根耀等, 2007; 张岳桥和董树文, 2008; 张鹏等, 2010)(图9(a))。拉张-伸展构造作用形成了马站断陷、安丘-莒县断陷及郯城断陷等地堑式同沉积盆地。因白垩纪太平洋板块俯冲角度和速度多次变化, 使上述凹陷盆地也曾发生过挤压, 该断裂带再度发生了左行走滑与平移(Northrup等, 1995; Zhou和Li, 2000; 朱光等, 2002, 2005; 张鹏等, 2010)。约138~110 Ma的青山群八亩地组中-基性岩浆的喷发活动, 伴有火山地震事件发生, 形成了夹有部分震火山岩的火山岩地层(张增奇和刘明渭, 1996; 田洪水等, 2007); 之后, 依次沉积形成了大盛群马朗沟-田家楼期与寺前村-孟瞳期两个洪积-湖泊相沉积旋回的沉积物, 与此同时, 以拉张为主、间有挤压构造活动导致强地震事件频繁发生, 强地震事件触动饱和-半固结的软沉积物发生液化、触变、坠落、断裂、裂开和褶曲等层内变形, 形成了各式各样的震积岩(图9(b))。

4.2 有关地震事件的时间、强度和幕次

根据区域地质调查测得的青山群顶部火山岩K-Ar同位素年龄值(112 Ma)¹⁾和本项目对大盛群底部

1) 山东省第一地质矿产勘查院, 1991. 1:5万牛沐幅地质报告

图9 地震事件及震积岩形成的动力学机制

(a) 示太平洋板块俯冲引发郯庐断裂带乃至华北 E-W 向拉张等(岩石圈减薄、克拉通破坏、岩浆喷发及地震频发(据朱日祥等(2011)修改); (b) 示研究区伸展-裂陷、地震多发导致大盛群震积岩的形成。1. 负载与球枕构造; 2. 液化砂岩墙与火焰构造; 3. 液化砂脉与液化角砾岩; 4. 布丁构造; 5. 同沉积微断层; 6. 震裂缝充填构造; 7. 角砾岩楔; 8. 震褶曲; 9. 液化均一层和底劈构造; 10. 郯庐带主干断层; 11. 地应力及其作用方向; 12. 岩浆热事件; 13. 地震事件; 14. 震源; 15. 古盆地水位

火山岩夹层采用Sm-Nd法获得的同位素年龄值(109 Ma, 武汉地质矿产研究所)(图2, P₁), 推断大盛群马

朗沟组的下界年龄为110 Ma左右。由于早白垩世的上限年龄为(99.6±0.9) Ma(Gradstein等, 2004), 因此,

这些地震记录形成于110~100 Ma. 鉴于大盛群中的液化成因的震积岩的形成, 至少需要满足 ≥ 5 级以上震级强度条件(Rodríguez-Pascua等, 2000; 乔秀夫等, 2006; 苏德辰等, 2013; Tian等, 2013, 2014), 因此推断相关的地震事件强度至少为 ≥ 5 级. 然而, 大规模的液化出现的震级为5.5~6级; 静水湖泊相的球-枕构造形成的震级范围在6.5~7.5级, 而液化角砾岩出现的震级范围在7.5级以上(龚正等, 2013). 又因1668年郯城8.5级大地震形成的最大震裂缝宽度为三尺(清朝1尺=32 cm)(晁洪太等, 1995), 图5(a)中的漏斗形震裂缝宽达2.8 m; 大型砾岩楔的上部宽度达2.55 m(图4(b)), 它们的宽度都远大于三尺, 因此, 推测这些巨型震裂缝形成时震级可能不低于8.5级. 综上分析, 推断大盛群中的震积岩所反映的地震震级在5~8.5级. 据乔秀夫等(2006)划分古地震幕次的原则, 并结合盆地沉积环境变化, 大盛群地震事件层所记录的地震事件可称之为大盛群地震活跃期, 并含有4个古地震幕(图2).

4.3 同生与准同生地震记录

前述大盛群中的多种多样的震积岩, 均属强地震触软-未完全固结的沉积物形成的同沉积变形构造——地震事件沉积记录. 依据杜远生(2011)关于同生与准同生地震事件沉积记录(前者于沉积同时或刚沉积之后生成, 后者于沉积物沉积之后、完全固结成岩之前生成)的划分, 本文中不同尺度的震裂缝、绝大多数同沉积断层、微型震褶曲(图5(g))、以及液化源层在上且自上而下侵入的液化砂脉属同生地震事件记录; 而负载构造、火焰构造、球-枕构造、液化角砾岩、液化均一层、布丁构造、底辟构造、自下而上侵入的液化砂脉、少数同沉积断裂及部分震褶曲属准同生地震事件记录. 这与杜远生(2011)的划分基本一致, 但略有不同: 本文将少数同沉积断层(图4(e)~(g))划分为准同生地震记录, 是因为它们发育在半固结沉积层中, 显然, 它们于沉积物沉积之后、完全固结成岩之前生成; 将液化源层在上且自上而下侵入的液化砂脉(图6(b))识别为同生地震事件记录, 因为当时的砂质源层为水下顶层沉积物, 于形成不久受地震触动而液化, 液化砂脉只能向下侵入; 由于底辟构造、负载构造和液化角砾岩属准同生地震事件记录, 所以, 那些同时形成的微型震褶曲(图7(a), (b), (e)和(f))也属准同生地震事件记录.

4.4 郯庐断裂带中-新生代震积岩的异同性

在郯庐断裂带中段, 已发现中-新生代发育震积岩的地震事件层5个, 包括1个中生代和4个新生代地震事件层(表1). 由于郯庐断裂带内缺失三叠系、下白垩统莱阳群和上白垩统王氏群, 侏罗系局限分布于坊子地区且多被覆盖(张增奇和刘明渭, 1996; 宋明春和王沛成, 2003); 因此, 大盛群是该断裂带内唯一被发现的发育震积岩的中生代地层.

由表1可知, 5个发育震积岩的地震事件层具有共同特征是: (1) 分布在同一大地构造活动区或强地震带, 均发育在该断裂带的中-新生代断陷盆地中, 强地震活动是其形成的共同动力来源; (2) 虽然震积岩的类型多种多样, 但是, 所有的震积岩形成过程, 不改变原始沉积物的物质成分, 只是沉积层的颗粒被重新排列且产生了有限度的位移, 从而形成了地震触动引发的不同的沉积物层内变形构造; (3) 多属地震引起的软沉积物变形构造, 即以软塑性变形为主; (4) 所有地震事件层中的震积岩普遍与同沉积断层或同震断层共生. 上述共同特征与鉴别震积岩的准则(Goffredo等, 2002; Wheeler, 2002; Owen和Moretti, 2011)相吻合.

将表1中不同时代的地震事件层与震积岩进行对比分析, 可发现它们之间的主要差别: 不仅它们的时代、规模(层数、单层厚度和总厚度)不同, 震积岩类型和所反映的地震强度有差异, 不同的地震事件层反映的强构造与地震活动的阶段、时长和性质也不同. 大盛群地震事件层中的震积岩层数和类型最多, 其厚度和所反映地震活动时长最大, 并超过了其余4个地震事件层的总和. 就地震效应(各种地震破坏作用的效果)而言, 大盛群中的震积岩所反映的地震效应最复杂, 尤其是液化效应异常强烈. 由于早白垩世是华北克拉通被破坏的峰期(朱日祥等, 2012), 所以, 大盛群地震事件层以及青山群八亩地组中由震火山岩记录的地震事件, 应是对早白垩世华北克拉通东部峰期破坏作用的响应. 据朱壁店组和临朐群中震积岩的类型和规模, 并结合其地震效应分析, 古近纪-新近纪郯庐断裂带的强地震活动仍然比较频繁, 是对该断裂带走滑与盆地伸展-裂陷构造活动的响应; 由于这一时期华北陆块东部已不具有典型克拉通的属性(朱日祥等, 2011), 所以, 与华北克拉通破坏无对应关系. 第四纪以来, 该断裂带盆地规模小且数量

表1 郯庐断裂带中段中-新生代发育震积岩的地震事件层对比^{a)}

地震事件层	厚度和年龄	盆地与沉积相	震积岩描述	资料来源
黑土湖组	2.0~4.0 m; ¹⁴ C (3901±33) a B.P.	安丘-夏庄盆地, 湖沼相	强地震振动使饱和淤泥质土(黏性土)的发生触变, 形成了软土沉陷(震陷)向斜、狭缩-膨胀构造, 并发育小尺度同震断层和震裂缝. 2~3层, 单层厚0.45~1.0 m. 为1~2次≥6级、VIII度烈度的地震记录	田洪水等, 2015
于泉组	5~7 m; 光释光105000 a	郯城盆地, 冲-洪积相	液化砂涌管、液化砂脉和小尺度同沉积断层. 3~4层, 单层厚度0.4~3.0 m. 为23次≥5级、VI度烈度的地震记录	a)
临朐群山旺组-尧山组	平均157 m; K-Ar 14~10 Ma; 时长4 Ma	临朐和山旺盆地, 湖泊相和冲积相	负载与球枕构造、枕状层、布丁构造、震滑塌褶曲、同沉积断层、砂质液化墙(脉)、震裂岩、震碎角砾岩. 出露25层, 单层厚度0.4~1.2 m. 属4个古地震幕5~8级、VI~XI烈度的地震事件记录	Tian等 (2014)
五图群朱壁店组	58~200 m; 56 Ma±	安丘-夏庄盆地, 冲-洪积相	液化砂脉、液化砂墙、液化砂涌管、裂隙充填砾石墙、震塌落体、同沉积断层及地震沉陷构造等. 出露15~20层, 单层厚度0.4~1.5 m. 属多次5~8级强地震事件记录	田洪水等 (2005, 2007)
大盛群	>3506 m; Sm-Nd 109 Ma; 时长10 Ma	马站和郯城盆地, 洪积相和湖泊相	液化砂墙、液化砂脉、液化角砾岩、液化均一层、底辟构造、负载与球枕构造、布丁构造、震裂缝充填构造、巨型砾岩楔及同沉积断层等. 出露84层, 洪积相震积岩单层厚0.3~2.4 m; 湖泊相震积岩单层厚0.1~0.3 m. 地震液化与破坏效应异常强烈. 为4个古地震幕5~8.5级、VI~XI烈度的地震事件记录	本文

a) 国家自然科学基金 41272066 项目组. 2013. 野外调研总结: 新发现的地震事件层及其主要地震沉积变形构造

少, 虽然也有两个层位的震积岩, 但厚度薄, 其类型和层数少, 为短时强构造地震事件的记录. 从中生代到第四纪, 无论是郯庐断裂带震积岩的发育程度, 还是由震积岩记录的地震强度和频繁程度都有减弱的趋势.

4.5 震积岩的形成规律

纵观上述5个地震事件层中的震积岩, 结合国内外许多研究共识, 它们的形成具有如下规律: (1) 强地震带内或其附近的沉积盆地是震积岩形成的前提条件; (2) 砂质碎屑为主夹有泥质的饱和沉积物, 受5级VI度烈度以上强地震作用, 主要形成各种振动液化同沉积变形构造; (3) 饱和淤泥、淤泥质土等泥质沉积物, 受5.6级VII度烈度以上的强地震作用, 形成各种振动触变同沉积变形构造, 可以表1中黑土湖组地震事件层为例(田洪水等, 2015); (4) 半固结沉积层受震形成震裂岩及震碎角砾岩等脆性震积岩, 但不常见; (5) 当软沉积层间存在明显的密度与粒度差时, 受垂向振动力和重力作用, 形成负载构造与火焰构造, 继而形成球-枕构造和枕状层; (6) 盆地边缘斜坡部位易形成震滑塌堆积.

5 结语

进入早白垩世, 郯庐断裂带中段发生激烈的火

山喷发和拉张-伸展构造活动, 也间有短时的挤压和断层的走滑. 约在110~100 Ma, 随着马站及郯城凹陷盆地的持续裂陷, 同时频繁地发生5~8.5级的强烈地震, 并触动大盛群马朗沟组-孟瞳组的洪积-湖泊相饱和或未完全固结的软沉积物发生液化、触变、坠落、断裂、裂开、充填和褶曲等层内变形, 从而形成了具液化砂岩墙、液化砂脉、液化角砾岩、液化均一层、负载构造、火焰构造、球-枕构造、布丁构造、震裂缝充填构造、巨型砾岩楔、同沉积断层及震褶曲等沉积变形构造的震积岩. 它们是十分醒目的强构造与地震活动的岩石学记录. 大盛群中一系列震积岩的发现为郯庐断裂带于早白垩世的强构造活动提供了新证据. 由于早白垩世是华北岩石圈减薄与克拉通破坏的高峰期(朱日祥和郑天愉, 2009; 朱日祥等, 2011, 2012), 强地震事件是这一时期克拉通破坏而释放弹性波能量的重要形式, 因此, 大盛群中的震积岩也是早白垩世华北岩石圈减薄与克拉通破坏的地震记录与证据.

致谢 参加野外工作和部分室内研究工作的还有张邦花、桑忠喜、吕明英和刘军等, 中国地质科学院乔秀夫和何碧竹研究员、山东省地震局晁洪太研究员及山东省地质科学院张增奇审阅了本文初稿, 并提出了许多宝贵的修改意见; 审稿专家提出了宝贵的修改建议. 在此一并致谢.

参考文献

- 晁洪太, 李家灵, 崔昭文, 满洪敏, 杜宪宋. 1995. 郯庐活断层与1668年郯城8.5级地震灾害. 海洋地质与第四纪地质, 15: 69-79
- 陈世悦, 袁文芳, 鄢继华. 2003. 济阳拗陷早第三纪震积岩的发现及意义. 地质科学, 38: 377-384
- 陈颢, 李娟, 李丽. 2000. 地震、断层与断层作用. 科技委论坛, 13: 1-5
- 杜远生, 韩欣. 2000. 论震积作用和震积岩. 地球科学进展, 15: 389-394
- 杜远生, 张传恒, 韩欣, 顾松竹, 林文娇. 2001. 滇中元古代昆阳群地震事件沉积的新发现及其地质意义. 中国科学 D辑: 地球科学, 31: 283-289
- 杜远生, Shi G, 龚一鸣, 徐亚军. 2007. 东澳大利亚南悉尼盆地二叠系与地震沉积有关的软沉积变形构造. 地质学报, 81: 511-518
- 杜远生. 2011. 中国地震事件沉积研究的若干问题探讨. 古地理学报, 13: 581-586
- 付碧宏, 王萍, 孔屏, 郑国东, 王刚, 时丕龙. 2008. 四川汶川大地震同震滑动断层泥的发现及构造意义. 岩石学报, 24: 2237-2243
- 龚正, 李海兵, 孙知明, 刘栋梁, 潘家伟, 韩亮, 吴蝉. 2013. 阿尔金断裂带中侏罗世走滑活动及其断裂规模的探讨——来自软沉积物变形的证据. 岩石学报, 29: 2233-2250
- 何碧竹, 乔秀夫, 田洪水, 陈树清, 张艳霞. 2011. 山东诸城晚白垩世古地震事件与恐龙化石埋藏. 古地理学报, 13: 615-626
- 何碧竹, 乔秀夫, 田洪水, 张艳霞. 2012. 山东诸城早白垩世莱阳期古地震事件与恐龙迁移. 地质学报, 86: 1320-1330
- 林方成, 潘桂棠. 2006. 四川大渡河谷灯影期层状铅锌矿床中震积岩的发现及其成矿意义. 中国科学 D辑: 地球科学, 36: 998-1008
- 刘明渭, 张庆玉, 宋万千. 2003. 山东省白垩纪岩石地层序列与火山岩系地层划分. 地层学杂志, 27: 247-253
- 吕洪波, 王俊, 张海春. 2011. 山东灵山岛晚中生代滑塌沉积层的发现及区域构造意义初探. 地质学报, 85: 938-946
- 乔秀夫, 高林志. 1999. 华北中新元古代及早古生代地震灾变事件及与Rodinia的关系. 科学通报, 44: 1753-1758
- 乔秀夫, 高林志, 彭阳. 2001. 古郯庐带新元古界——灾变·层序·生物. 北京: 地质出版社. 1-122
- 乔秀夫, 宋天锐, 李海兵. 2002. 是地震液化泄水成因, 不是“渗流管”构造. 科学通报, 47: 1118-1120
- 乔秀夫, 宋天瑞, 高林志, 李海兵, 彭阳, 张传恒, 章雨旭. 2006. 地层中的地震记录. 北京: 地质出版社. 1-263
- 乔秀夫, 郭宪璞, 叶留生, 何碧竹, 周玮. 2011. 新疆塔中卡塔克隆起加里东构造运动的古地震证据. 岩石学报, 27: 243-252
- 乔秀夫, 郭宪璞, 李海兵, 苟宗海, 苏德辰, 唐哲民, 张伟, 杨光. 2012. 龙门山晚三叠世软沉积物变形与印支期构造运动. 地质学报, 86: 132-155
- 乔秀夫, 李海兵. 2008. 枕、球-枕构造: 地层中的古地震记录. 地质论评, 54: 721-730
- 乔秀夫, 李海兵. 2009. 沉积物的地震及古地震效应. 古地理学报, 1: 593-610
- 山东省地质矿产局. 1991. 山东省区域地质志. 北京: 地质出版社. 1-526
- 宋明春, 王沛成. 2003. 山东省区域地质. 济南: 山东省地图出版社. 970
- 苏德辰, 孙爱萍. 2011. 北京永定河谷中元古界雾迷山组软沉积物变形与古地震发生频率. 古地理学报, 13: 591-614
- 苏德辰, 孙爱萍, 郭宪璞, 王思恩. 2013. 青藏高原东北缘祁连山地区古地震记录与区域构造意义. 岩石学报, 29: 2223-2232
- 田洪水, 万中杰, 王华林. 2003. 鲁中寒武系馒头组震积岩的发现及初步研究. 地质论评, 49: 123-131
- 田洪水, 王金光, 吕明英, 王立法. 2005. 山东安丘古近纪冲积层中的地震记录. 沉积学报, 23: 75-81
- 田洪水, 张增奇, 张邦花, 杜圣贤, 郭广军, 吕明英. 2006a. 山东临朐红丝石层中的古地震事件记录. 中国地质, 33: 1137-1143
- 田洪水, 袁静, 张慎河, 魏焕卫, 张邦花. 2006b. 沂沭断裂带及其近区不同地质时期地震液化脉构造对比. 沉积学报, 24: 496-501
- 田洪水, 李洪奎, 王金光, 郭广军, 张增奇. 2007. 沂水断裂带地震成因岩石的新认识. 地球学报, 28: 496-506
- 田洪水, 张邦花, 祝介旺, 张增奇, 李洪奎. 2011. 早寒武世初期沂沭断裂带地震效应. 古地理学报, 13: 645-656
- 田洪水, 王华林, 祝介旺, 杨传成, 吕明英, 张慎河. 2015. 山东安丘地区软土震陷及地震产生的土层构造新启示. 岩土工程学报, 37: 734-740
- 王小凤, 李中坚, 陈柏林. 2000. 郯庐断裂带. 北京: 地质出版社. 362
- 王裕宜, 詹钱登, 韩文亮, 邹仁元. 2001. 泥石流堆积层结构的分析研究. 水土保持学报, 15: 68-71
- 吴根耀, 梁兴, 陈焕疆. 2007. 试论郯城-庐江断裂带的形成、演化及其性质. 地质科学, 42: 160-175
- 吴武军, 曾佐勋, 朱文革. 2005. 鱼嘴构造流变计研究与基于流变学的分类方案. 地球科学进展, 20: 925-932
- 吴贤涛, 尹国勋. 1992. 四川峨眉山晚侏罗世湖泊沉积中震积岩的发现及其意义. 沉积学报, 10: 19-26
- 殷秀兰, 杨天南. 2005. 胶州-莱阳盆地白垩纪莱阳群中的震积岩及构造意义讨论. 地质论评, 51: 502-507
- 杨剑萍, 王辉, 陈世悦, 袁静, 鄢继华, 赵卫卫. 2004. 济阳拗陷古近纪震积岩特征. 沉积学报, 22: 281-287
- 杨剑萍, 王亚丽, 查明, 牟雪梅. 2006. 山东惠民凹陷古近系湖泊地震涌浪记录新发现. 地质学报, 80: 1715-1720
- 袁静. 2004. 山东惠民凹陷古近纪震积岩的特征及其地质意义. 沉积学报, 22: 41-46
- 袁静, 陈鑫, 田洪水. 2006. 济阳拗陷古近纪软沉积变形层中的环状层理及成因. 沉积学报, 24: 666-671
- 袁仁茂, 张秉良, 徐锡伟, 林传勇, 史兰斌, 李萧. 2014. 汶川地震剪切滑动面微-纳米级颗粒的特征、形成机制及地震意义. 中国科学: 地球科学, 44: 1821-1832

- 张岳桥, 赵越, 董树文. 2004. 中国东部及邻区早白垩世裂陷盆地构造演化阶段. 地学前缘, 11: 123–131
- 张岳桥, 董树文. 2008. 郯庐断裂带中生代构造演化史: 进展与新认识. 地质通报, 27: 1371–1390
- 张增奇, 刘明渭. 1996. 山东省岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社. 328
- 张鹏, 王良书, 石火生, 李丽梅, 谭慧明. 2010. 郯庐断裂带山东段的中新生代构造演化特征. 地质学报, 84: 1312–1323
- 张邦花, 田洪水, 张增奇, 杜圣贤. 2012. 地质名山馒头山及其附近早寒武世古地震沉积事件研究. 沉积学报, 30: 1021–1031
- 周勇, 纪友亮, 万璐, 潘春孚. 2011. 山东省胶莱盆地下白垩统莱阳组震积岩特征及地质意义. 古地理学报, 13: 517–528
- 朱光, 牛漫兰, 刘国生, 王道轩, 宋传中. 2002. 郯庐断裂带早白垩世走滑运动中的构造、岩浆、沉积事件. 地质学报, 76: 323–334
- 朱光, 谢成龙, 王勇生, 牛漫兰, 刘国生. 2005. 郯庐高压走滑韧性剪切带特征及其⁴⁰Ar–³⁹Ar法定年. 岩石学报, 21: 1687–1702
- 朱日祥, 郑天愉. 2009. 华北克拉通破坏机制与元古代板块构造体系. 科学通报, 54: 1950–1961
- 朱日祥, 陈凌, 吴福元, 刘俊来. 2011. 华北克拉通破坏的时间、范围与机制. 中国科学: 地球科学, 41: 583–592
- 朱日祥, 徐义刚, 朱光, 张宏福, 夏群科, 郑天愉. 2012. 华北克拉通破坏. 中国科学: 地球科学, 42: 1135–1159
- Du Y S, Xu Y J, Yang J H. 2008. Soft-sediment deformation structures related to earthquake from the Devonian of the eastern North Qilian Mts and its tectonic significance. *Acta Geol Sin*, 82: 1185–1193
- Gradstein F M, Ogg J G, Smith A G, Alan G. 2004. A new Geological Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 27: 83–100
- Goffredo M, Laura C, Marco B, Giacomo C. 2002. Indicators of paleoseismicity in the lower to middle Miocene Guadagnolo Formation, central Apennines, Italy. *Geol Soc Amer Spec Paper*, 359: 87–98
- Knaust D. 2002. Pinch-and-swell structures at the Middle/Upper Muschelkalk boundary (Triassic): Evidence of earthquake effects (seismites) in the Germanic Basin. *Int J Earth Sci*, 90: 291–303
- Kuenen P. 1958. Experiment s in geology. *Trans Geol Soc Glasgow*, 23: 1–28
- Li Y, Shao Z F, Mao C, Yang Y, Liu S X. 2013. The seismic induced soft deformation structures in the Middle Jurassic of Western Qaidamu Basin. *Acta Geol Sin*, 87: 979–988
- Martín-Chivelet J, Palma R M, López-Gómez J, Diego A K. 2011. Earthquake-induced soft-sediment deformation structures in Upper Jurassic open-marine microbialites (Neuquén Basin, Argentina). *Sediment Geol*, 235: 210–221
- Ma Y S, Long C X, Tan C X, Wang T, Gong M Q, Liao C T, Wu M L, Shi W, Du J J, Pan F. 2009. Co-seismic faults and geological hazards and incidence of active fault of Wenchuan M_s 8.0 Earthquake, Sichuan, China. *Acta Geol Sin*, 83: 713–723
- Montenat C, Barrier P, d'Éstevou P O, Hibsich C. 2007. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sediment Geol*, 196: 5–30
- Moretti M, Pieri P, Tropeano M. 2002. Late Pleistocene soft-sediment deformation structure interpreted as seismites in paralic deposits in the city of Bari (Apulian forland southern Italy). In: Ettensohn F R, Rast N, Brett C E, eds. *Ancient Seismites*. *Geol Soc Am Spec Paper*, 359: 75–85
- Moretti M, Van Loon A J. 2014. Restrictions to the application of 'diagnostic' criteria for recognizing ancient seismites. *J Palaeogeogr*, 3: 13–24
- Northrup C J, Royden L H, Burchfiel B C. 1995. Motion of the Pacific plate relative to Eurasia and its potential relation to Cenozoic extension along the eastern margin of Eurasia. *Geology*, 23: 719–722
- Owen G. 1996. Experiment soft -sediment deformation: Structure formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient example. *Sedimentology*, 43: 279–393
- Owen G, Moretti M. 2011. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sediment Geol*, 235: 141–147
- Owen G, Moretti M, Alfaro P. 2011. Recognising triggers for soft-sediment deformation: Current understanding and future directions. *Sediment Geol* 235, 133–140
- Plaziat J C, Purser B H, Philobos E. 1990. Seismites deformation structures (seismites) in the syn-rift sediments of The NW Red Sea (Egypt). *Bull de la Société Géologique De France*, 8: 419–434
- Pratt B R. 1998. Syneresis cracks: Subaqueous shrinkage in argillaceous sediments caused by earthquake-induced dewatering. *Sediment Geol*, 117: 1–10
- Purser B H, Plaziat J C, Philobos E R. 1993. Stratiform breccias and associated deformation structures recording Neogene earthquake in syn-rift sediments of the Egyptian Red Sea coast. *Geol Soc Egypt Spec Publ*, 1: 189–204
- Qiao X F, Song T R, Gao L Z, Peng Y, Li H B, Gao M, Song B, Zhang Q D. 1994. Seismic sequence in carbonate rocks by vibrational liquefaction. *Acta Geol Sin*, 68: 243–265
- Qiao X F, Guo X P. 2013. Early Jurassic soft-sediment deformation interpreted as seismites in the Wuqia pull-apart basin and the strike-slip Talas-Ferghana fault, Xinjiang, China. *Acta Geol Sin*, 87: 730–737
- Rodríguez-Pascua M A, Calvob J P, Vicente, G D, Gomez G D. 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sediment Geol*, 135: 117–135
- Roep T B, Everts A J. 1992. Pillow-beds: A new type of seismites?

- An example from an Oligocene turbidite fan complex, Alicante, Spai. *Sedimentology*, 39: 711–724
- Seilacher A. 1969. Fault graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13: 155–159
- Seilacher A. 1984. Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. *Mar Geol*, 55: 1–12
- Tian H S, Zhang Z Q, Zhang B H, Zhu J W, Sang Z X. 2013. Tectonic taphrogenesis and paleoseismic records from the Yishu Fault Zone in the initial stage of the Caledonian movement. *Acta Geol Sin*, 87: 936–947
- Tian H S, Zhang B H, Zhang S H, Lü M Y. 2014. Neogene seismites and seismic volcanic rocks in the Linqi area, Shandong Province, E China. *Geologos*, 20: 125–137
- Van Loon A J. 2009. Soft-sediment deformation structures in siliciclastic sediments: An overview. *Geologos*, 15: 3–55
- Van Loon A J, Su D C. 2013. Deformed stromatolites in marbles of the Mesoproterozoic Wumishan Formation as evidence for syn-sedimentary seismic activity. *J Palaeogeogr*, 2: 390–401
- Van Loon A J. 2014. The life cycle of seismite research. *Geologos*, 20: 61–66
- Van Loon A J, Pisarska-Jamroży M. 2014. Sedimentological evidence of Pleistocene earthquakes in NW Poland induced by glacio-isostatic rebound. *Sediment Geol*, 300: 1–10
- Wheeler R L. 2002. Distinguishing seismic from nonseismic soft-sediment structures: Criteria from seismic-hazard analysis. In: Ettensohn F R, Rast N, Brett C E, eds. *Ancient seismites*. *Geol Soc Am Spec Paper*, 359: 1–11
- Zhou X M, Li X W. 2000. Origin of late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China: Implications for lithosphere subduction and under plating of mafic magmas. *Tectonophysics*, 326: 269–287