

文章编号: 1671-1505 (2011) 06-0591-24

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

苏德辰^{1,2} 孙爱萍^{1,2}

1 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037

2 大陆构造与动力学国家重点实验室, 北京 100037

摘 要 北京地区中元古界雾迷山组是太古界至中生界中出露面积最广、沉积厚度最大的地层单元, 岩性以白云岩为主, 其次为硅化白云岩。雾迷山组层序稳定, 形成于相对广阔、持续且稳定沉降的浅水沉积环境。在永定河流域自庄户洼村溯河而上直至珍珠湖景区, 在不同层位的雾迷山组露头中集中发现了多个期次、不同规模、由古地震引发的软沉积物变形构造, 包括液化变形(液化混插、底辟、液化脉及液化卷曲层理等)、挤压变形(紧密褶皱、板刺状角砾和丘—槽构造等)、拉伸变形(环状层、拉伸布丁)以及脆性变形(地裂缝、层间断层和震裂岩)。文中对这些软沉积物变形的分布和表面特征做了系统描述, 对典型的液化变形、挤压变形及拉伸变形的形成机制从形态学上进行了计算机模拟。结合该区的构造背景和前人研究资料, 认为该区雾迷山组沉积期古地震系沿中元古代燕辽裂陷槽轴部的断裂活动触发的; 根据软沉积物变形的出现频率, 对古地震发生频率(地震周期)进行了初步估算, 约为3.2至2万年。

关键词 中元古界雾迷山组 永定河 软沉积物变形 古地震

第一作者简介 苏德辰, 男, 1964年生, 1994年获得博士学位, 现为中国地质科学院地质研究所研究员, 从事沉积学、地学信息学研究。E-mail: sudechen@gmail.com, sudechen@163.com。

中图分类号: P315.2 文献标识码: A

Soft-sediment deformation and occurrence frequency of palaeoearthquake in the Mesoproterozoic Wumishan Formation, Yongding River Valley, Beijing

Su Dechen^{1,2} Sun Aiping^{1,2}

1 Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037

2 State Laboratory for Continental Tectonics and Dynamics, Beijing 100037

Abstract As the most widely distributed and the thickest deposited stratigraphic unit in Beijing area, the Mesoproterozoic Wumishan Formation was mainly composed of dolostone and siliceous dolostone and was basically formed in a relatively long stable peritidal environment. The sedimentary records formed in such environment are allergically to the changes of palaeoearthquakes and are rather easily preserved. Numerous soft-sediment deformation structures of palaeoearthquake origin have been identified in the upper part of Wumishan Formation along the Yongding River Valley (from Zhuanghuwa to Zhenzhu Lake).

Typical soft-sediment structures described in this paper include liquefied structures (liquefied mixed layer, diapir, liquefied vein, liquefied convolute bedding), compressional deformation structures (intense fold, plate-spine breccia structures, mound-and-sag structure), extensional structures (loop-bedding, extensional pudding) and brittle deformation structures (ground fissure, intrastratal fault, seismic cracked breccia). Formation processes of typical soft-sediment deformation structures are morphologically simulated by computer. Combined the regional geological background and former geologists' research achievements, the movement of main fault along the axial region of Yan-Liao aulacogen is identified as the triggering fault of palaeoearthquake since the Early Mesoproterozoic. According to the frequencies of soft-sediment deformation structures, the occurrence frequency of palaeoearthquake of the Wumishan depositional period is calculated as between 32 thousand years to 20 thousand years.

Key words Mesoproterozoic Wumishan Formation, Yongding River, soft-sediment deformation, palaeoearthquake

About the first author Su Dechen, born in 1964, is a research professor of sedimentology and information technology at Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences. E-mail: sudechen@gmail.com.

1 引言

北京地区的中元古界雾迷山组是出露面积最广、沉积厚度最大的地层单元(图 1)。根据 1991 年版北京市地质图进行的初步统计表明,雾迷山组出露面积接近北京市区总面积的 12%,永定河流域的雾迷山组厚约 1800 m。雾迷山组岩性以白云岩为主(占 89%),其次是有不同程度的硅化白云岩(占 10%)。该组层序稳定,富含多种形态的藻叠层石,岩层中广泛发育有波痕及泥裂等浅水环境标志沉积构造。雾迷山组形成于相对广阔、持续稳定沉降的浅水沉积环境中。最新的年代学研究表明雾迷山组的形成时间约为 1500 Ma(乔秀夫和高林志, 2007)。

1988 年,宋天锐在雾迷山组中发现了一系列的软沉积物变形,识别并明确提出了由地震形成的锯齿状褶曲—板刺状角砾—内层褶皱—交叉叠置褶曲—筑丘构造等组成的地震—海啸构造序列。此后,对北京及临区雾迷山组的软沉积物变形进行的较深入研究的成果主要有:(1)梁定益等(2002)在北京附近涞源白石山雾迷山组第 2 段下部发现了“震动坍塌巨角砾岩”;(2)张传恒等(2007)在野三坡雾迷山组底部和第 1 岩性段顶部识别出 2 个包含丘槽构造、水压破碎构造和液化脉构造的软沉积物变形事件层,分析了其形成机制,探讨了与燕辽裂谷带断裂活动间的关系;(3)乔秀夫和高林志(2007),Qiao 等(2007)对中元古代中朝板块

的地震事件与裂解进行了概括和总结;(4)梁定益等(2009)在野三坡雾迷山组第 2 段发现了古地震序列和覆盖其上的海啸岩序列,结合白石山古地震遗迹——巨型地裂缝的发现,推断该震积岩序列和海啸岩序列是由位于燕辽裂陷槽南部的中轴断层活动引发,并推测出该次地震的震中和震级;(5)美国肯塔基大学的 Ettensohn 和中国地质大学的张传恒等对肯塔基州中部上奥陶统 Lexington 灰岩和北京野三坡雾迷山组中的软沉积物变形进行了对比研究,对雾迷山组中的“板刺状角砾构造”(他们称为手风琴式褶皱, *Accordion Folds*)进行了特别描述与分析,基本肯定了宋天锐、乔秀夫等关于板刺状角砾构造的地震成因(Ettensohn *et al.*, 2011),该文也是目前为止继 Fairchild 等(1997)之后承认并引用中国同行成果最多的英文论文。

笔者自 2010 年末开始,先后对怀柔、昌平、密云和门头沟境内的雾迷山组进行了多次考察,在雾迷山组自下而上所有岩性段均发现了多期典型的软沉积物变形现象。该文为近期野外工作的总结之一,主要对永定河流域庄户洼—珍珠湖沿线雾迷山组中的软沉积物变形做初步的描述报道。为方便读者,文中重要位置及照片均附有 GPS 参考坐标。文中所涉及的软沉积物变形的概念,主要参照《地层中地震记录》(乔秀夫等, 2006)、《沉积物的地震及古地震效应》(乔秀夫和李海兵, 2009)和《论震积作用和震积岩》(杜远生和韩欣, 2000)。

沿庄户洼村溯永定河而上直至珍珠湖景区，广泛出露的是中元古界雾迷山组 4 段，主要岩性为含叠层石的中厚层白云岩，兼有大量的中薄层燧石质沉积或燧石条带。地层总体走向为 NW300°，倾角一般小于 30°。珠窝村北珍珠湖景区中心，岩层接近水平。该区也是永定河深切作用最为强烈的地段，山高谷深，景色秀美。由于构造急剧抬升以及河水长期冲刷，此段河床的雾迷山组基岩被冲洗得异常干净，更有多种沉积现象特别是软沉积物变形现象沿永定河谷出露。在庄户洼河床、珠窝火车站、Y606 公路及珠窝村珍珠湖附近不同层位的雾迷山组露头(图 1 之①②③④)集中发现了多个期次由古地震引发的软沉积物变形构造。

庄户洼河床露头位于付家台至珍珠湖景区公路

4.9 km 处(图 1 之①，图 2)。露头点的 GPS 参考坐标为：115°49′36″E，40°2′52″N。此段河床的露头厚度约 20 m，主要为含叠层石的中厚层白云岩夹中薄层深灰色硅化层。露头顶面见有完好的波痕、冰雹痕和潮道，岩层中广泛发育叠层石，剖面顶部和下部的极薄层白云岩中常见到泥裂。雾迷山组的原始形成环境为水深十几米以内的浅海—潮间带甚至潮上带。在厚度仅 17 m 的剖面上，集中识别出了 29 个可能由古地震引发的规模较大的软沉积物变形层，其中 18 个规模较大、特征明显的软沉积物变形层的相对位置标于图 3 中。

珠窝火车站露头位于永定河西岸，GPS 参考坐标为：115°47′58″E，40°3′3.4″N”(图 1 之②)。此露头的软沉积物变形主要为环形层。

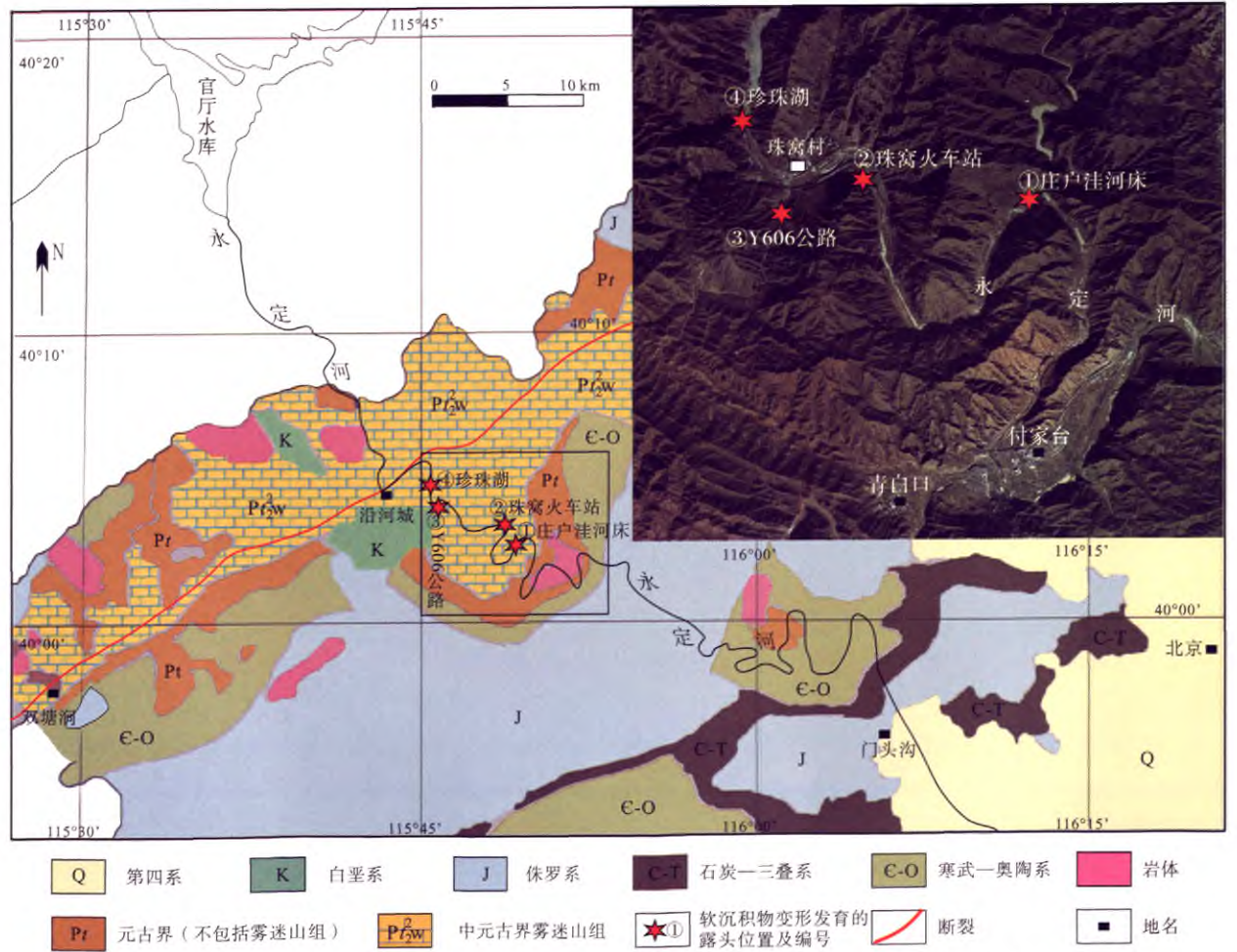


图 1 研究区中元古界雾迷山组分布地质简图及软沉积物变形构造发育的露头位置

Fig. 1 Simplified geological map showing distribution of the Mesoproterozoic Wumishan Formation and outcrop locations of soft-sediment deformation structures

地质简图据北京市区域地质志 1:20 万地质图简化，1991；卫星照片源自 Google Earth



图 2 永定河谷庄户洼河床露头雾迷山组及软沉积物变形的宏观特征 (镜头向北)

Fig. 2 Outcrop of the Wumishan Formation at Zhuanghuwa river bed, Yongding River Valley, showing macro-features of various soft-sediment deformation structures

Y606 公路距珠窝村 1 ~ 2 km 亦为软沉积物变形集中出露的地段(图 1 之③), 露头的参考坐标为: $115^{\circ}47'8''\text{E}$, $40^{\circ}2'26''\text{N}$ 至 $115^{\circ}47'11.4''\text{E}$, $40^{\circ}2'29''\text{N}$, 可以观测到环形构造、板刺状角砾、地裂缝和丘—槽等典型的软沉积物变形构造。

珍珠湖景区栈道及西侧的丰沙铁路沿线(图 1 之④)雾迷山组中的软沉积物变形也十分丰富, 露头的参考坐标为 $115^{\circ}46'57''\text{E}$, $40^{\circ}3'0''\text{N}$ 至 $115^{\circ}48'18.8''\text{E}$, $40^{\circ}5'32''\text{N}$ 。可以观测到的软沉积物变形主要有: 液化卷曲、板刺状角砾、环状层、同沉积层间断裂、震裂角砾岩等。

2 软沉积物液化变形

研究区所发现的软沉积物液化变形有: 液化混插、液化脉、液化底辟和液化卷曲等, 主要发现于庄户洼河床和珍珠湖剖面(图 1 之①和④)。

2.1 液化混插

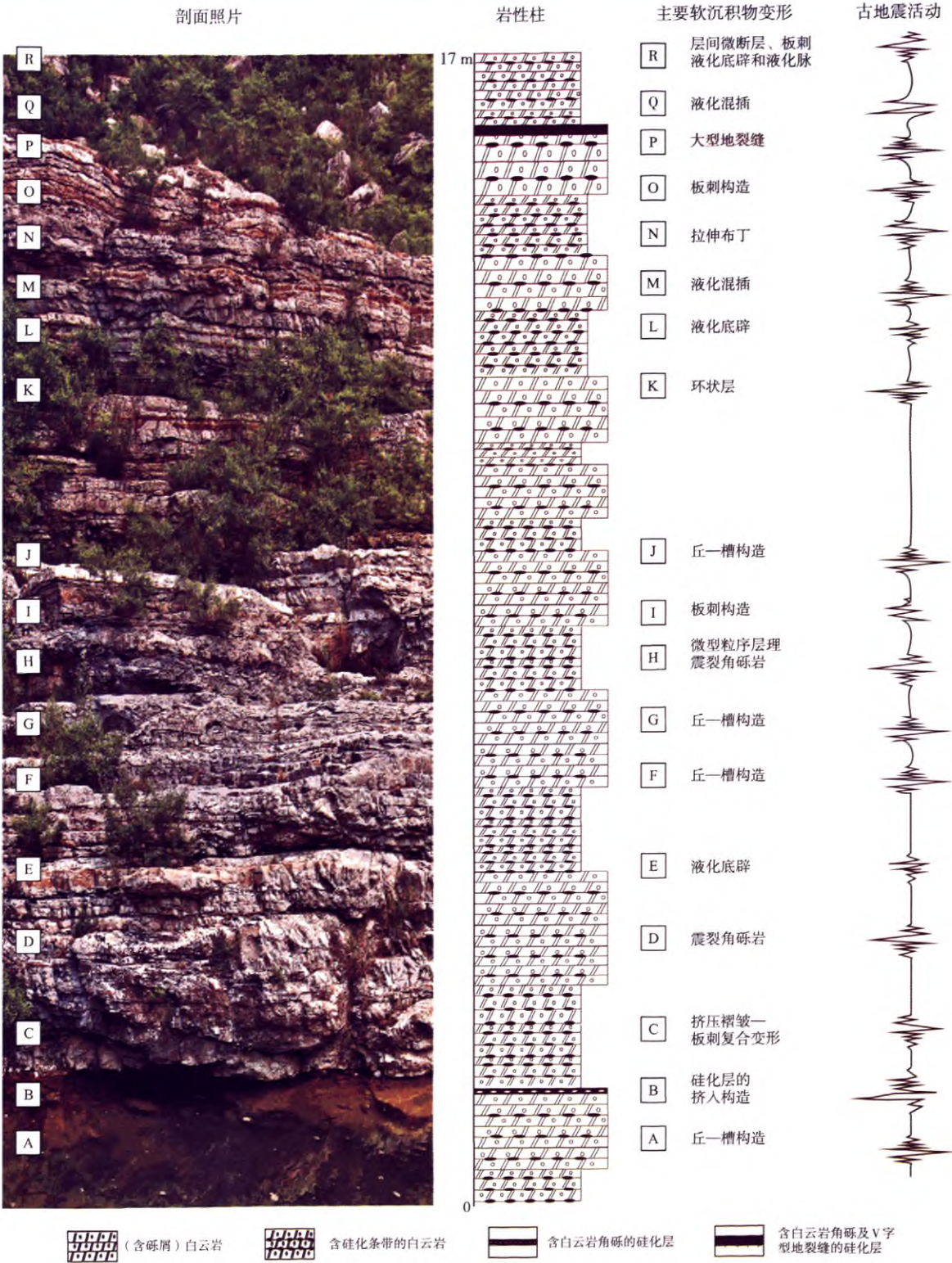
见于庄户洼河床剖面上部(图 3-L, 图 4)。一层 60 cm 厚的白云岩中, 下部以黄褐色白云岩为

主, 上部以纯灰白色白云岩为主, 但上部明显夹有下部的黄褐色成分, 这些黄褐色白云岩颗粒与纯白云岩之间有明显的相互穿插和液化流动(图 4)。这种现象是在下部的黄褐色白云岩颗粒已经沉积但还未完全固结成岩时, 垂向液化与侧向液化的结果(Rossetti *et al.*, 2011)。

2.2 液化底辟和液化脉

主要见于庄户洼河床剖面, 共见 4 层底辟(图 3-E, 3-J, 3-L, 3-R), 2 层液化脉(图 3-R, 另一层在图 3 中所示的剖面之上, 没有标注)。

底辟构造的规模变化比较大, 高度从 30 ~ 40 cm 过渡到 10 cm (图 5) 甚至 2 ~ 3 cm (图 6)。大部分底辟构造是深色的含硅较多的物质液化并向上穿刺上覆较纯的白云岩围岩(图 5)。剖面上暴露最大的底辟构造见于庄户洼河床剖面偏上部(图 3-L, 图 5-A), 底辟体呈钟状, 高约 40 cm, 宽约 50 cm, 其周围的粒屑白云岩被穿刺上拱, 有明显的弯曲变形。个体较大的底辟体形态多较规则, 剖面上多呈穹状, 图 5-B 所示为 1 层 10 cm 高的底



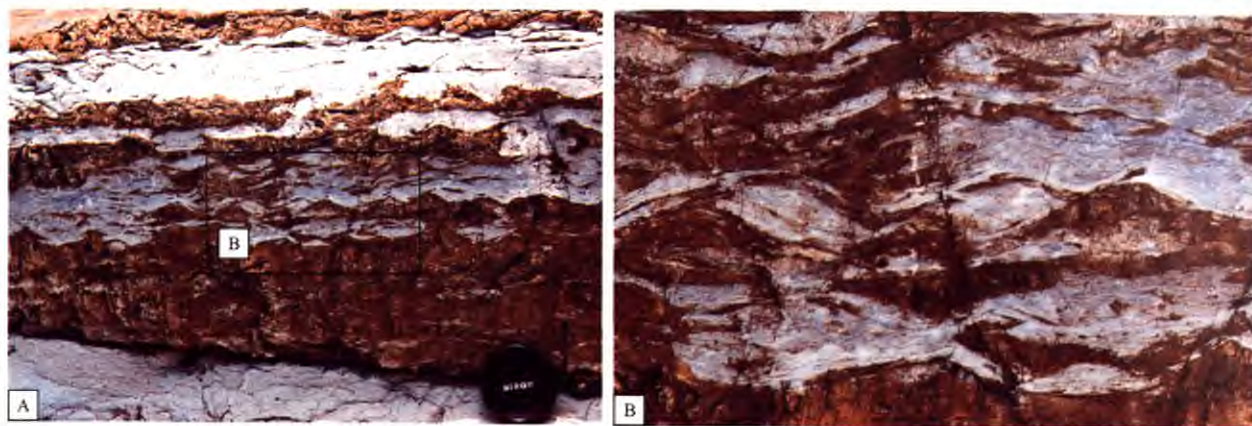


图 4 庄户洼河床露头上部白云岩层间的液化穿插现象(图 3-Q, 镜头向东)

Fig. 4 Liquefied sediment interlude feature in the upper part of Zhuanghuwa river bed outcrop

A—全貌; B—放大图。成分不完全相同的白云石颗粒因液化而相互穿插, 风化面上呈黄白相间

辟, 底辟体间距大约 30 ~ 50 cm。

形态较小的底辟构造为厘米级, 常与挤压变形共生。与液化脉共生的底辟高不过 2 cm, 但向上穿刺的特征极其明显。底辟体呈锥形, 核部为黑色硅化白云岩, 灰白色白云岩围岩在黑色硅化白云岩向上穿刺过程中被拱起(图 6-B)。液化脉经常呈近直立状产出, 脉体的主要成分是硅化白云岩, 脉体上下端可明显见到向两端挤拱的现象, 围岩顺脉体被拉动而出现相应的变形(图 6-C)。

图 7 为比较复杂的硅化白云岩的液化流动。在挤压应力下, 一层厚度仅为 1 cm 的硅化层形成褶皱(图 7 之①)并与其上 5 cm 厚的硅化层以及其下部的另一薄层硅化层互相贯通(图 7 之②), 褶皱形成的空间被硅化物充填。

雾迷山组中含有较多的硅化白云岩(占 10%), 它们是雾迷山组软沉积物变形的主角。这些深灰色的硅化白云岩很可能是含有机质较高的白云岩, 富含水和有机质的沉积物很容易在地震的振动下发生液化变形, 这些液化后的沉积物如果处于地形完全水平的状态, 即可以在未完全固结的碳酸盐颗粒间或岩层间流动充填, 在上下薄弱地带或裂隙空间, 则会在一定的压力下填充空隙或向薄弱带穿刺, 进而向上层面和下层面流动穿刺, 形成垂直岩层的液化脉。液化脉的两端穿刺围岩, 使之牵引弯曲(Qiao *et al.*, 1994)。

图 8 为计算机模拟的硅化层液化流动、充填裂隙并进而形成底辟和液化脉的过程。原始状态形成水平的碳酸盐岩, 碳酸盐岩中的硅化层(硅化白

云岩)顺层面平行产出(图 8-1)。当地震发生时, 硅化层受地震的震动而液化, 顺层间和层内的空隙流动并充填一切可能占据的空间(图 8-2), 如果地震的震动足够强, 液化的硅化层流会进一步向薄弱的部分扩展穿刺而形成液化脉(图 8-3)

2.3 卷曲变形

雾迷山组中见多层砂屑白云岩的卷曲变形。图 9 所示为 1 个 70 cm 厚的砂屑白云岩卷曲变形的现象(图 9), 这是砂屑白云岩在地震应力作用下液化并发生卷曲变形的结果。

3 软沉积物挤压变形

雾迷山组中的软沉积物挤压变形异常丰富, 该区常见的挤压变形构造有紧密褶皱、板刺状角砾构造和丘—槽构造等。

3.1 紧密褶皱、板刺状角砾构造

宋天锐(1988)提出地震—海啸构造序列时, 首次将板刺状角砾解释为地震成因。板刺状角砾通常发育于条带状薄层岩层中(厚度常为毫米级), 为原地形成。板刺状角砾呈直立或叠瓦状排列, 角砾层底面往往具有一起伏面, 顶面在未被侵蚀时其原始形态呈云朵状, 常为藻席覆盖(乔秀夫和高林志, 2007; 乔秀夫和李海兵, 2009)。

未固结的软沉积物特别是纹层状或薄层沉积岩层受到水平挤压时, 会发生波状褶曲, 如果挤压力足够大, 可以进而形成波幅比较大的褶皱直到形成

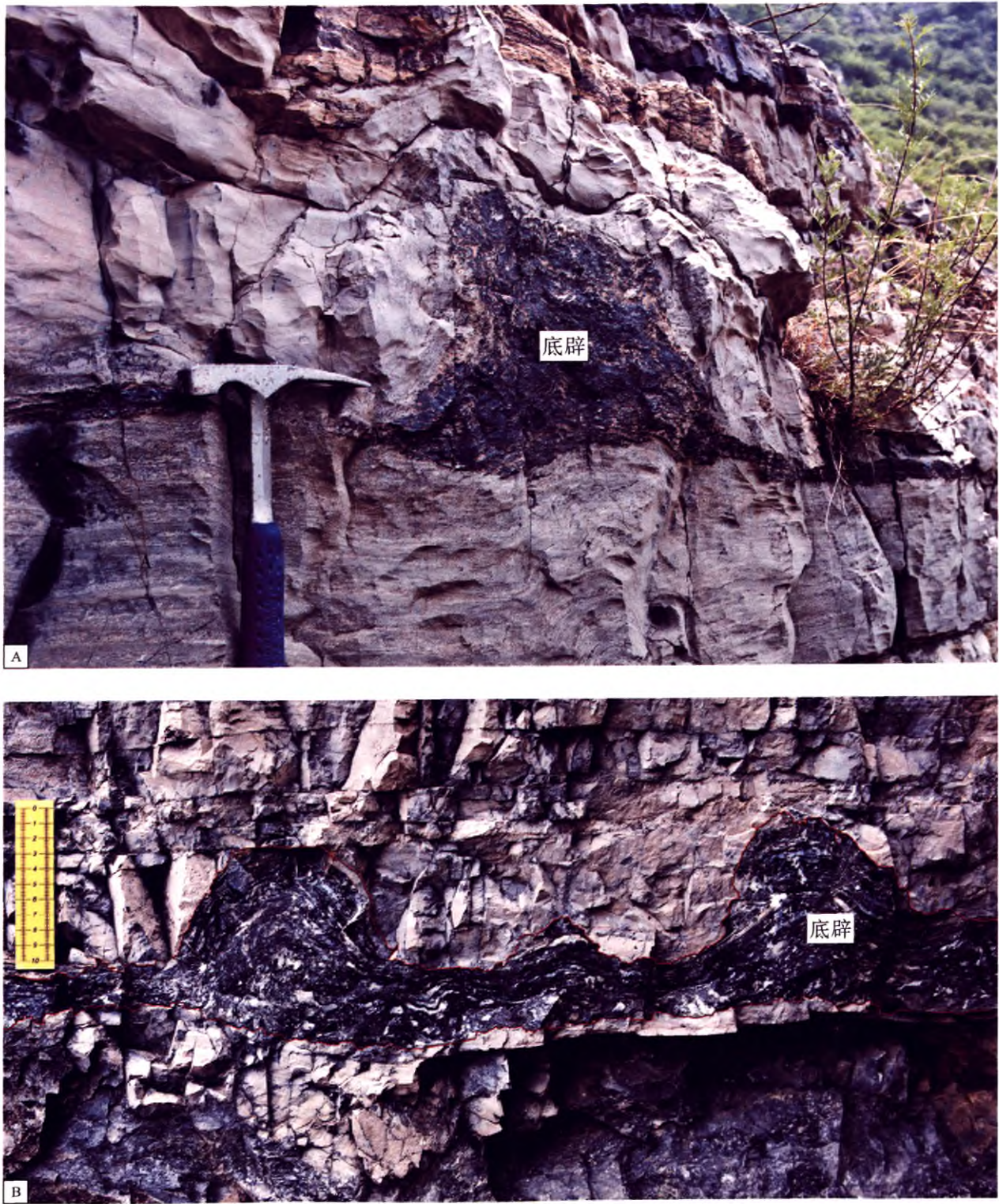


图 5 庄户洼河床露头剖面及附近所见的液化底辟

Fig. 5 Liquefied diapir structures from Zhuanghuwa river bed outcrop and adjacent area

A—位于河谷剖面上部(图 3-L)；B—位于庄户洼河床剖面北 200 m 公路旁，形成底辟的主要为深色的硅化白云岩

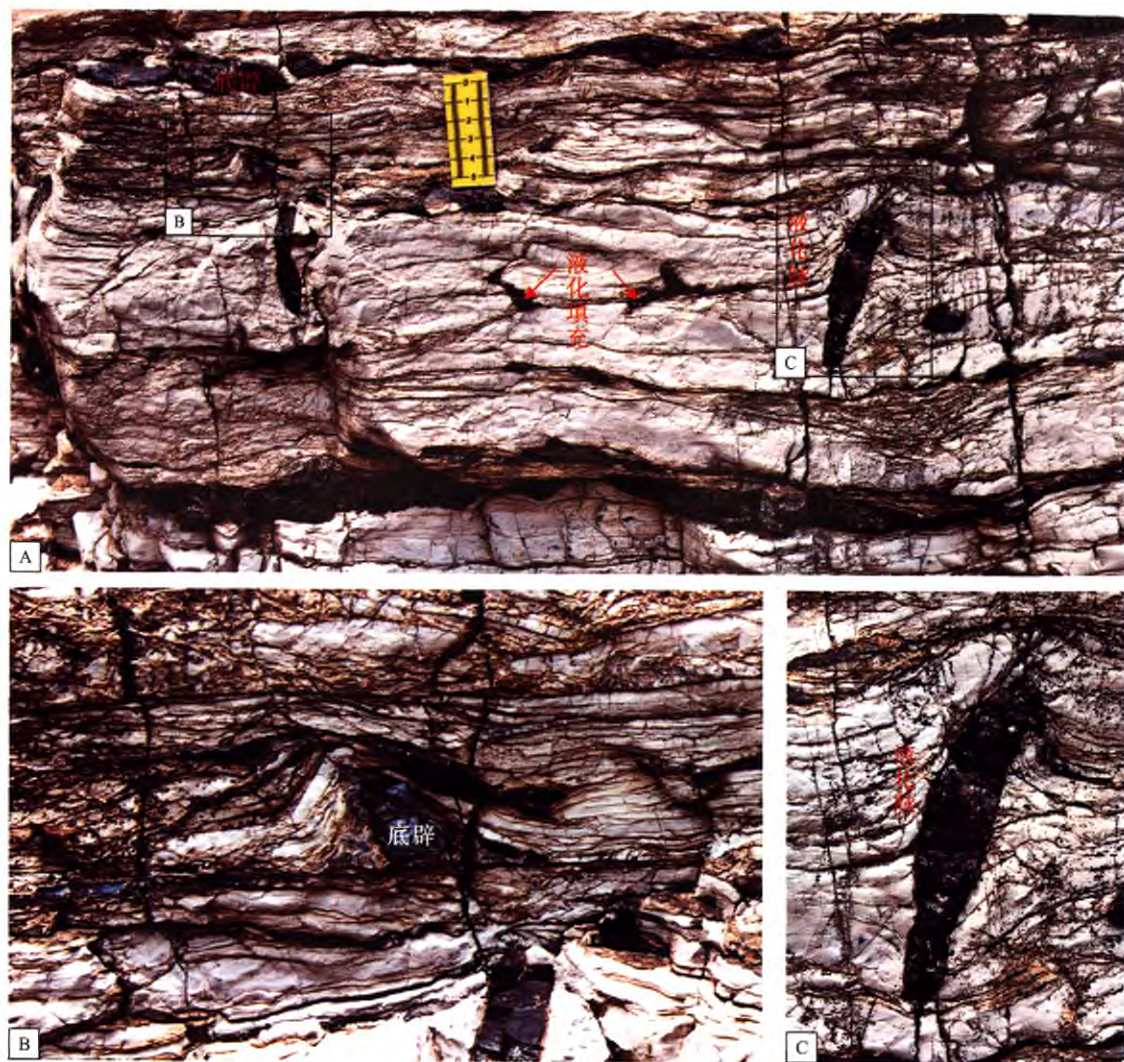


图 6 庄户洼河床剖面上部液化底辟与液化脉

Fig. 6 Liquefied diapir and liquefied vein occurring at the upper part of Zhuanghuwa river bed outcrop

A—宏观露头，灰白色白云岩；B—灰黑色硅化白云岩在完全固结前液化形成底辟；

C—深黑色硅化层在白云岩中形成的液化脉，注意脉的两端围岩被牵引弯曲

倾斜方向基本一致的紧密褶皱（类似于构造上的同斜褶皱，Ettensohn 等称其为手风琴式褶皱）。如果地层两侧的挤压力大小均等，则形成直立的紧密褶皱；如果两侧压力有差异，紧密褶皱会向压力小的方向倾斜。直立或倾斜的紧密褶皱受应力和水流环境的变化以及自身物理性质的影响常从轴部破裂，形成云朵状的板刺状角砾。因此紧密褶皱与板刺状角砾构造几乎总是共生在一起。

该区的紧密褶皱与板刺状角砾构造极为发育，数量多、规模变化大、形态丰富，且往往与其他类型的软沉积物变形共生。仅在庄户洼河床 17 m 厚的露头中，就发现 3 个含有紧密褶皱及板刺状角砾

构造的层位（图 3-C，3-O，3-R）。

两侧挤压应力强度不对称形成的紧密褶皱与板刺状角砾 尚未完全固结的薄板状或条带状碳酸盐岩受到不对称的挤压应力时，由于一侧压力过大，形成轴面向同一方向倾斜的紧密褶皱。图 10 为一层厚 40 cm、含有大量紧密褶皱和板刺状角砾的条带状白云岩，褶皱轴面均向南倾斜，倾角在 $40^{\circ} \sim 60^{\circ}$ 左右。这是受到由北向南增强的定向挤压的结果，形成的板刺状角砾呈叠瓦状。图 10 的强挤压变形还伴随着小规模的液化底辟作用。

图 11 由大型的紧密褶皱和大板刺状角砾构成的软沉积物变形层，该层夹有大量的叠瓦状紧密堆

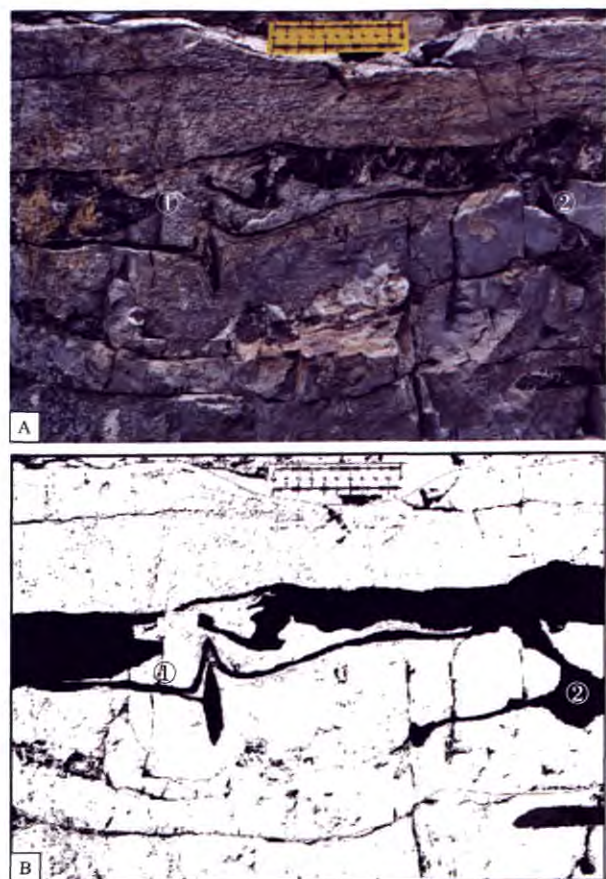


图7 雾迷山组中硅化层的变形与液化充填
(庄户洼河床剖面以北200 m)

Fig. 7 Liquefied filling and deformation of silicified layer in the Wumishan Formation

①—硅化层受挤压形成褶皱；②—与上下另两层硅化层互相贯通

积的片状硅化白云岩板刺状角砾。角砾长10~15 cm、厚度接近1 cm。角砾均向南倾斜，倾角在30°~45°之间。其中近30%的片状角砾在上部或下部还彼此相连。该事件层下部为干净的碳酸盐砂屑构成的白云岩，上部为灰白色细粒白云岩，填充于褶皱不平整的原始变形层中。该层也是板刺状角砾成因的良好实例：紧密褶皱在顶端断开形成板刺状角砾。这样厚的硅化层被卷起并形成紧密的等斜褶皱进而沿轴面断裂成板刺状角砾，其能量要远大于形成毫米级板刺状角砾构造的能量。

这种因两侧挤压应力强度差异而形成的紧密褶皱不仅可以用于研究古地震的发生频率，还可用于恢复古应力场。图10和图11为同一剖面的底端和顶端，这两层方向不同的褶皱和板刺状角砾构造恰恰说明该区主应力场方向至少经历过一个从向南挤

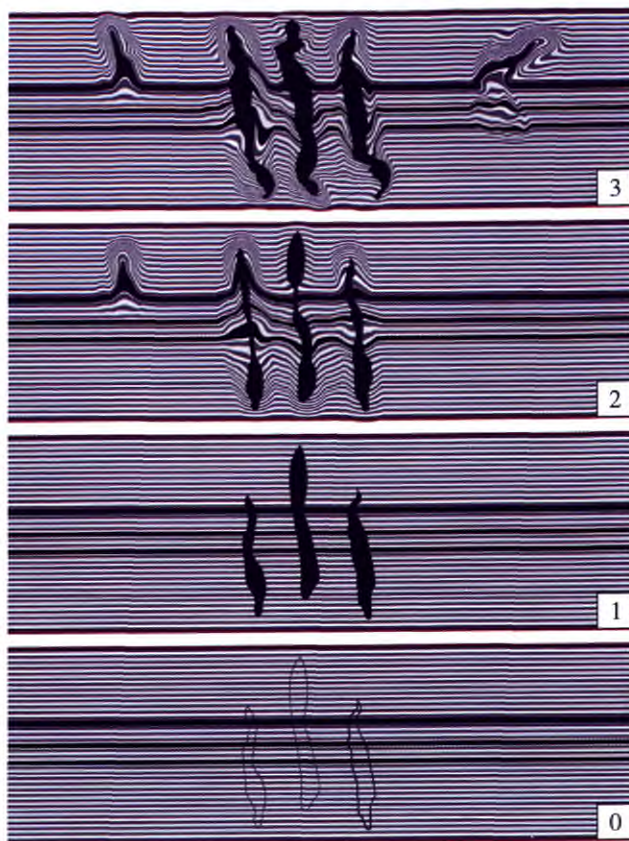


图8 沉积物液化—充填—穿刺形成底辟
和液化脉过程的计算机模拟

Fig. 8 Sediment liquefaction, filling and formation processes of liquefied diapir and liquefied vein simulated by computer

压为主(图3-C, 图10)到向北挤压为主的转变过程。

两侧挤压应力强度对称形成的直立紧密褶皱与板刺状角砾 未完全固结的薄板状或条带状碳酸盐岩受到对称的挤压应力时，会形成轴面近直立的紧密褶皱和直立板刺状角砾构造(图12)。在近直立的紧密褶皱发育的地点沿地层走向追索，往往又变成倾向一侧的紧密褶皱。

在一个软沉积物变形剖面中，挤压应力强度是随时间变化的，特别是地震造成的应力变化更加快速。应力的快速变化导致板刺状角砾的排列与宏观特征的变化。图13中见两个排列完全不同的板刺状角砾层，下部的板刺状角砾近直立，与下伏层面的休止角近于90°，两侧边部的板刺状角砾略有倾斜，板刺状角砾的顶面仍然彼此相连，显示为直立的紧密褶皱。位于上部的板刺状角砾则呈叠瓦状排列，板刺状角砾的顶部互相连接，显示为斜歪的紧

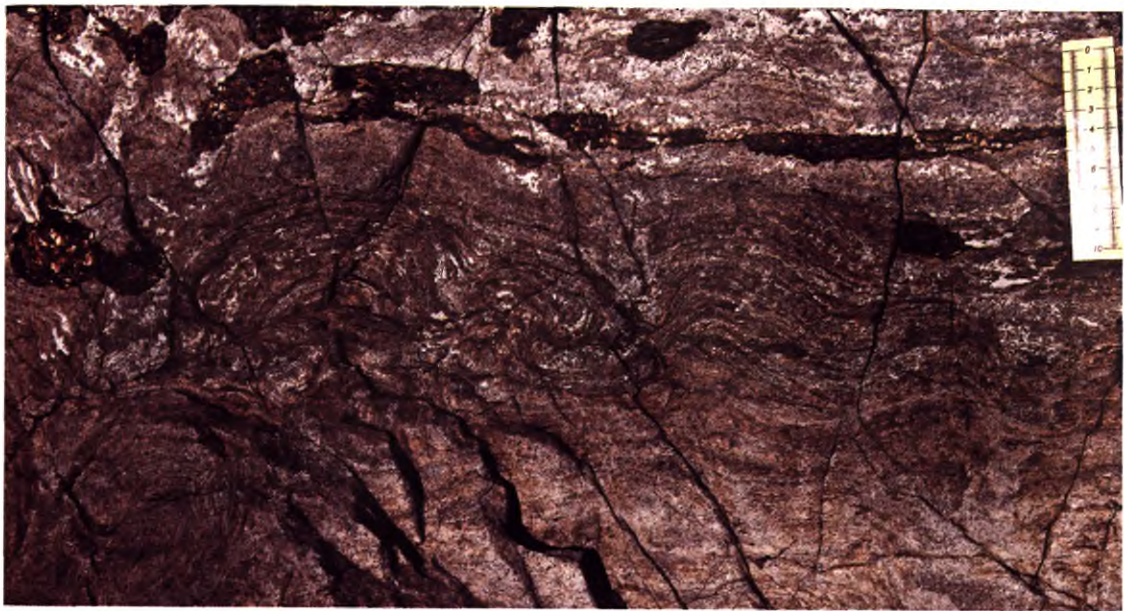


图 9 庄户洼河床剖面雾迷山组中的液化卷曲变形

Fig. 9 Liquefied convolution deformation from the Wumishan Formation at Zhuanghuwa river bed outcrop
类似的变形在雾迷山组白云岩中比较普遍，并且同一层位中这样的卷曲变形通常上强下弱，反映下部固结程度高、液化弱

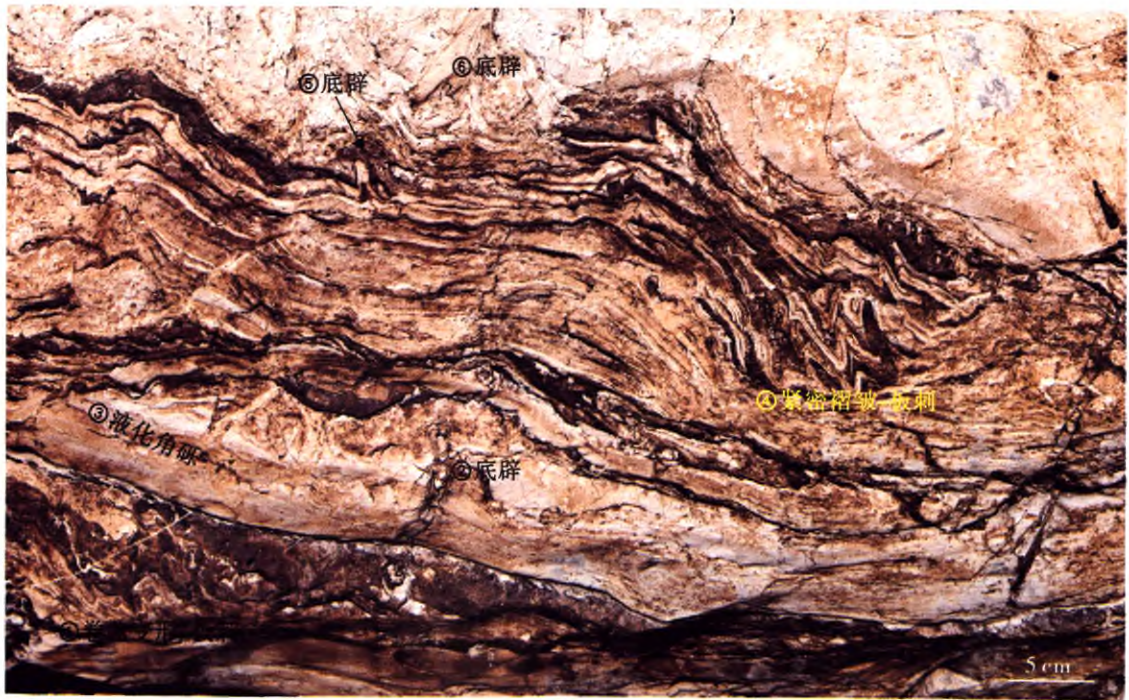


图 10 挤压应力不对称形成的紧密褶皱与板刺状角砾

Fig. 10 Intense fold and plate-spine breccia formed by asymmetric compressional stress
位于庄户洼河床剖面下部(图 3-C)，镜头向西。整体以紧密褶皱和板刺状角砾构造为主，褶皱轴面和板刺状角砾均向北倾斜，自右向左，褶皱强度迅速减弱，在与厚层白云岩相接触部位形成小的底辟(图 10 中的③，⑤，⑥)，显示南北方向挤压应力不对称，来自北侧的压力要远大于来自南侧的压力



位于庄户洼河床露头上部（图 3-0），镜头向东。注意绝大部分角砾向南倾斜，紧密褶皱和板刺状角砾之间的空隙被细粒白云石砂所充填

图 11 挤压应力不对称形成的巨型板刺状角砾构造和紧密褶皱
Fig. 11 Large plate-spine breccia and intense fold formed by asymmetric compressional stress



图 12 挤压应力近似对称状态下形成的直立板刺状角砾构造与紧密褶皱
Fig. 12 Vertical plate-spine breccia and intense fold formed by symmetrical compressional stress
庄户洼河床，镜头向南。绝大部分角砾稍向东倾斜，倾角 $70^{\circ} \sim 80^{\circ}$ ，或近于直立，部分紧密褶皱和板刺状角砾顶部有冲蚀裁切痕迹，角砾之间的空隙被细粒白云石砂屑充填。条带状紧密褶皱和板刺状角砾“参与”了上部白云岩的成岩过程，在白云岩中隐约可见板刺状角砾的痕迹。这是板刺状角砾形成时未完全固结的直接证据

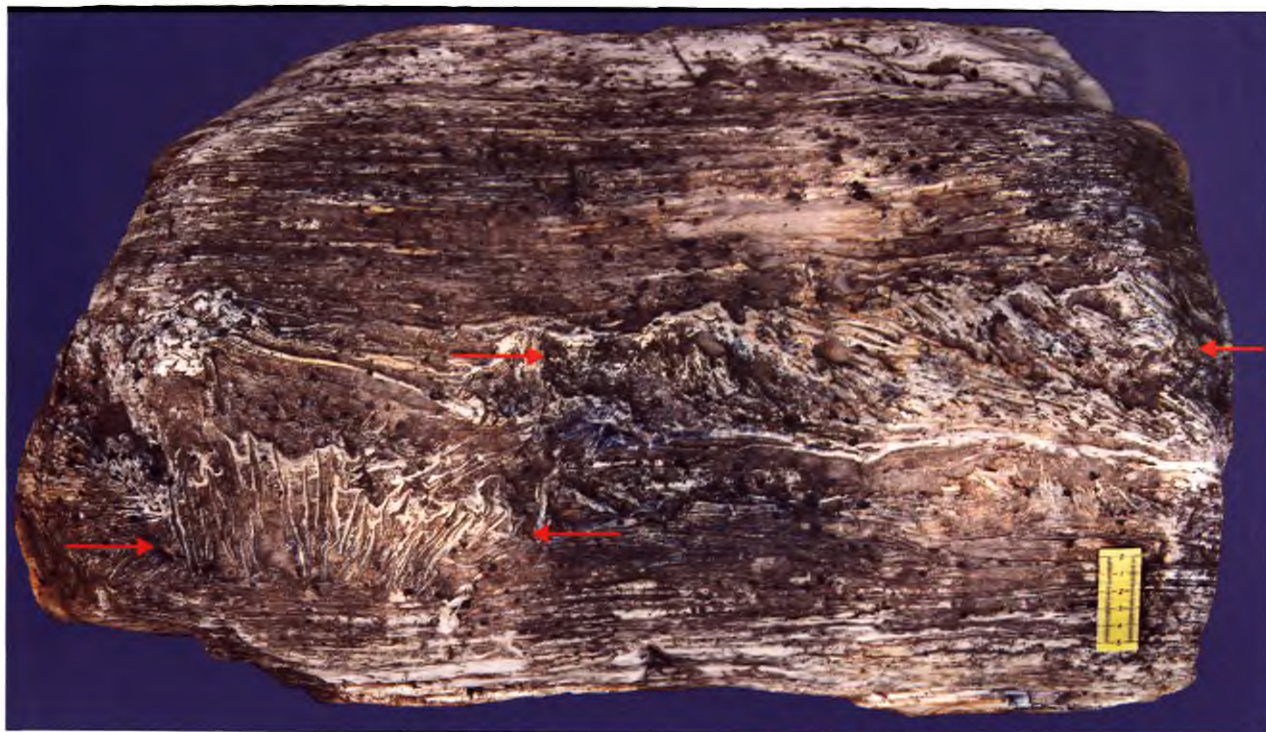


图 13 两组不同的板刺状角砾的排列与压应力的变化

Fig. 13 Stacking patterns of two different groups of plate-spine breccia structures and changes of compressional stress

向阳口村南永定河床含紧密褶皱与板刺状角砾的角砾岩, 注意其中紧密褶皱与板刺状角砾的不同期次和不同形态 (详细说明见正文), 箭头示压应力方向

密褶皱。两层不同的板刺状角砾代表两次压应力状况完全不同的地震事件: 下部板刺状角砾为强度对称的压应力挤压的结果; 而上部则是一侧强的压应力挤压的结果, 并且由右至左压应力递减, 紧密褶皱的形态也从倾斜逐渐近于直立。

图 10, 11, 12, 13 所示的紧密褶皱与板刺状角砾基本保持了褶皱的原始形态: 顶面呈不平整的凸起与凹面。但在多数情况下, 紧密褶皱与板刺状角砾形成后往往被剥蚀或截切, 只保留下部或根部, 顶面则呈相对平整或微弱起伏的面, 新的震后沉积物覆盖其上, 两者形成震积不整合面 (梁定益等, 1991, 1994)。图 14 为该区两个被截切的板刺状角砾层之上形成的震积不整合面实例。

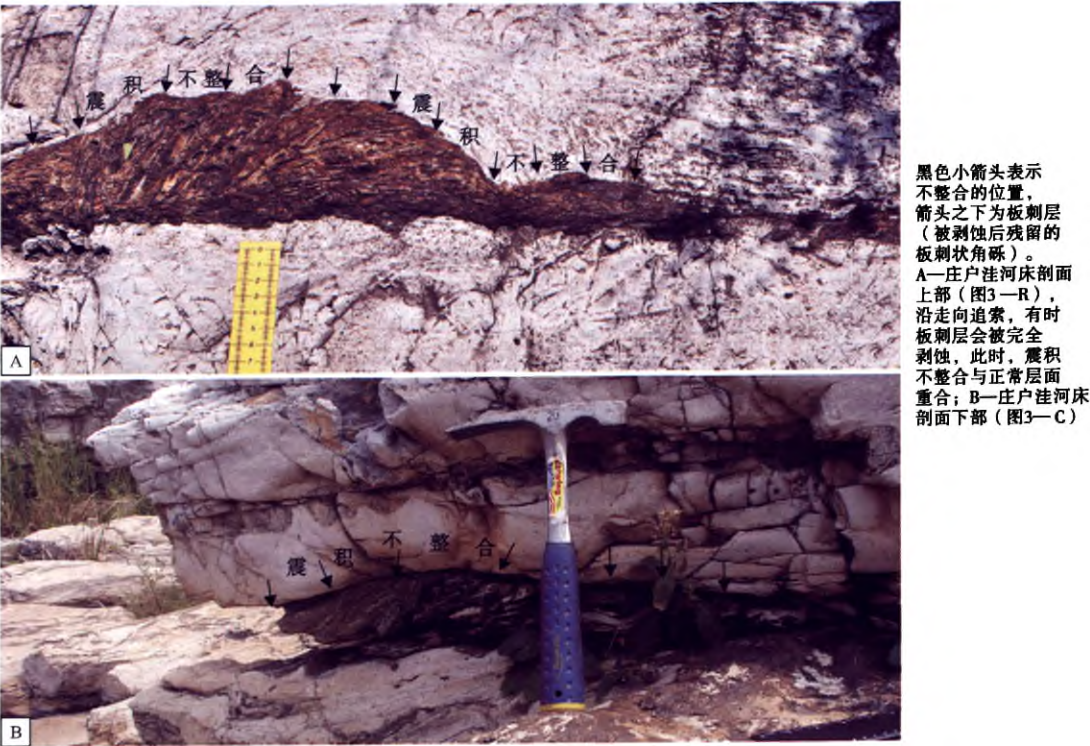
在一个米级剖面中往往可以看到多个板刺状角砾与震积不整合面。图 15 为一巨型河床砾石, 它提供了多次地震事件与间震期 (板刺状角砾层与震积不整合) 交替出现的绝好实例。

在 1.6 m 厚的巨型角砾中, 自下而上有 3 个软沉积物变形事件层 (图 15-A, 15-B, 15-D), 其中 A 层为规模较大的褶皱—板刺状角砾构造事

件层, 厚 25 cm; B 层为大型的褶皱—液化卷曲事件层, 厚度近 70 cm; D 层为大型紧密褶皱—板刺状角砾构造事件层, 厚度 40 ~ 50 cm, 板刺状角砾长 25 ~ 30 cm。而两层正常沉积的岩石厚度不足 40 cm (图 15-C, 15-E)。正常沉积与地震变形层之间均为截切关系, 形成两个震积不整合, A、B 两层软沉积物变形层之间也是不整合关系。据此推测雾迷山组沉积期 (特别是晚期) 地壳活动应该非常剧烈, 形成该层大型紧密褶皱及板刺状角砾的古地震震级应该异常大, 或者其形成位置距古地震中心非常近。

板刺状角砾形成机制的计算机模拟 (图 16-A) 过程假定岩层具一定的脆性, 并且自始至终两侧的压应力基本相等, 自下至上软沉积物地层两侧的压力逐渐加大, 岩层从微褶曲至近直立, 直到形成放射状板刺状角砾堆积体。

图 16 右侧的过程假定岩层塑性较强, 并且左侧的压应力大于右侧的压应力。在两侧压力不断增大的情况下, 软沉积物从水平变成近直立, 但板刺状角砾及褶皱的形态与左侧稍有不同。



黑色小箭头表示不整合的位置，箭头之下为板刺层（被剥蚀后残留的板刺状角砾）。A—庄户洼河床剖面上部（图3—R），沿走向追索，有时板刺层会被完全剥蚀，此时，震积不整合与正常层面重合；B—庄户洼河床剖面下部（图3—C）

图 14 被剥蚀的板刺状角砾与震积不整合（乔秀夫摄）
Fig. 14 Erosion surface of plate-spine breccia structures and seismo-unconformities（photoed by Qiao Xiufu）



图 15 大型紧密褶皱—板刺状角砾—震积不整合（庄户洼河床剖面东侧转右）

Fig. 15 Large scale intense fold, plate-spine breccia and seismo-unconformities

以上仅为简单的计算机模拟结果，实际情况因地质过程的复杂性而千变万化，但上述模拟过程各

阶段的产物均可以在雾迷山组地层中找到实例。图 12、图 13 下部和图 15 上部的巨型板刺状角砾基本与图 16-A 模拟过程相当。图 11、图 13 上部和图 15 下部的板刺状角砾与图 16-B 的模拟过程相似。

除庄户洼河床露头外，该区还发现了 20 余层板刺状角砾，厚度最大的板刺状角砾层约 60 cm。所有板刺状角砾构造总是与紧密褶皱相伴生，属挤压应力的产物。区别在于板刺状角砾的规模、形态以及含板刺状角砾层的厚度不尽相同。

3.2 丘—槽构造

丘—槽构造是夹于上、下不变形沉积岩之间的一组背斜（丘）与向斜（槽）交替出现的构造，是沉积物顶部的软沉积物在两组以上的地震定向应力下形成的褶皱（Rossetti *et al.*, 2000；张传恒等，2006）。地震之后新的沉积物从槽向丘顶上超覆盖，因而沉积物在丘顶的上超是识别丘—槽构造的重要标志（乔秀夫和李海兵，2009）。

该区由地震引发的丘—槽构造比较普遍，在庄户洼 17 m 厚的剖面上就有 3 层（图 3-A，3-F，3-G）。丘的立体形态为短轴背斜，丘顶部有明显

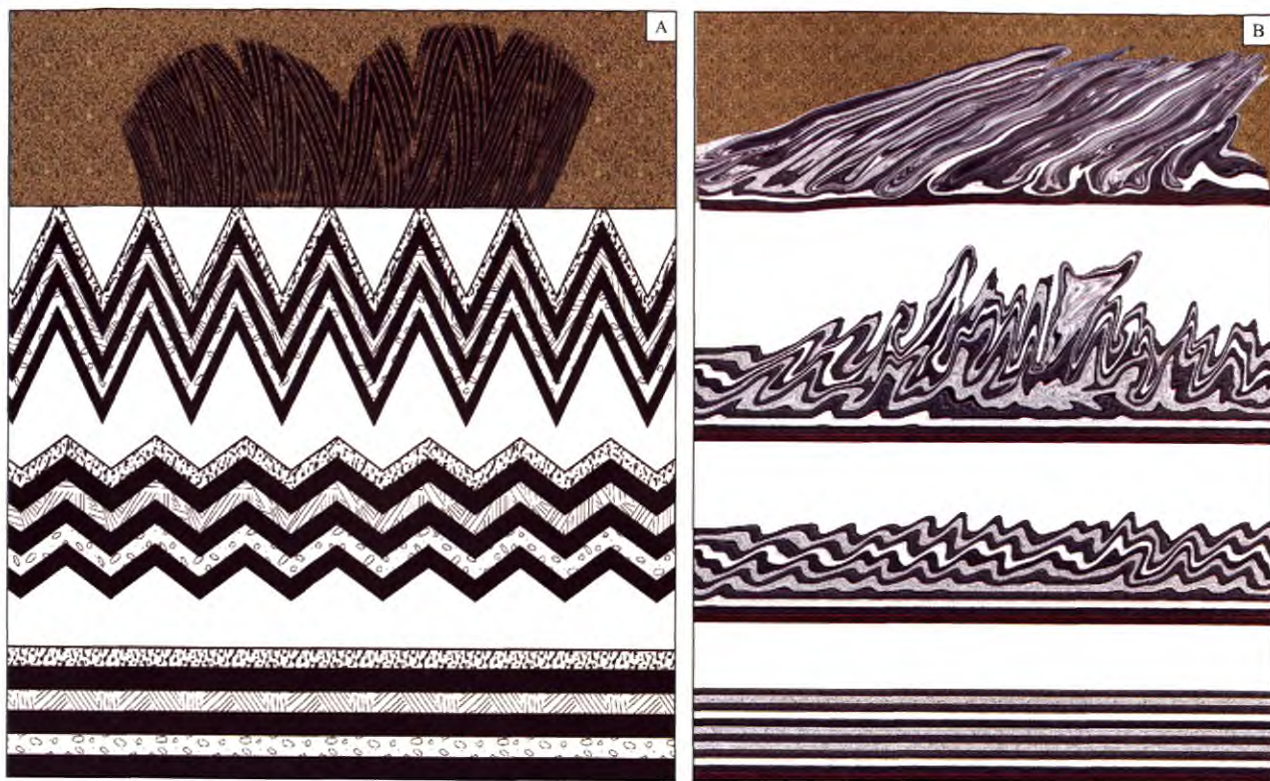


图 16 紧密褶皱及板刺状角砾形成过程的计算机模拟

Fig. 16 Formation processes of intense fold and plate-spine breccia simulated by computer

A—两侧压力对称、脆性较强的沉积物形成板刺的过程，由下往上形成直立的紧密褶皱和板刺状角砾；

B—两侧压力不等、塑性较强的沉积物形成板刺的过程，由下往上形成斜歪的紧密褶皱和板刺状角砾

的白云石砂纹层上超(图 17)。

丘—槽构造还经常与紧密褶皱和板刺状角砾构造相伴生。图 18 所示的丘体底部长 110 cm，高 30 cm，直接发育在厚度 10 cm 左右、具明显的紧密褶皱及板刺状角砾构造的白云岩之上。丘的底部与顶部均为板刺状角砾层，内部也具板刺状角砾，丘顶两侧为厚层灰白色质纯白云岩，明显上超于丘顶的板刺状角砾层之上。

图 19 为小型丘—槽构造与板刺状角砾构造共生。露头上可以看到明显的两期软沉积物变形事件：事件层 I 的丘—槽构造位于露头下部，丘高约 15 cm，丘长为 30 cm。槽的形态不够完好，长约 40 cm，丘的两侧有明显的沉积物上超。事件层 I 的顶部为平坦的薄层条带状白云岩（正常沉积岩）。事件层 II 为新一期的丘—槽构造，丘槽内部的纹层状白云岩则形成紧密褶皱和板刺状角砾(图 19-B 之①，②，③)。但这期丘槽构造的形态不十分显明，丘槽的波长约 25 至 40 cm，波幅 10 ~ 15 cm。

板刺状角砾与丘—槽构造共生，有力地说明了丘—槽构造是挤压应力机制的产物。

4 软沉积物拉伸变形—环形层

雾迷山组 4 段发育极好的环形层(图 20)。由纹层状白云岩组成多个扁的环形构造，夹于中厚层未变形的白云岩之间。每个环状体厚约 8 ~ 10 cm，长约 50 ~ 55 cm，沿走向呈层状分布。相邻两个环状体之间可明显看到被拉伸很长、很细且即将断开的特征(图 20-B)，有些环状体之间已经截然断开(图 20-C)。

Rodriguez 等(2000)将环形层解释为深湖相或静水弱 4 级以下地震晃动的产物，实际在陆表海的纹层状岩石中同样发育环形构造(田洪水等，2006；Qiao *et al.*, 2007；乔秀夫和李海兵，2009)。

根据该区雾迷山组的岩性特征，通过计算机简单模拟了环形层可能的形成过程(图 21)。初始阶段，纹层状碳酸盐沉积，在两侧的张性拉力下出现



图 17 庄户洼河床剖面丘—槽构造的宏观形态特征

Fig. 17 Macro-features of mound-sag structures at Zhuanghuwa river bed outcrop

A—庄户洼河床剖面顶部(图 3-R 上部), 丘由单层厚层白云岩构成, 丘高 20 ~ 40 cm, 丘的短轴直径为 50 ~ 80 cm, 同层位有的丘顶被水流截切, 顶面平直, 丘的四周有中薄层条带状或纹层状白云岩上超, 立体形态呈短轴背斜; B—中薄层白云岩组成丘的主体(图 3-G), 通常核部为厚层白云岩, 丘高 15 ~ 30 cm, 丘的短轴直径大约为 40 ~ 50 cm, 丘的立体形态亦呈短轴背斜

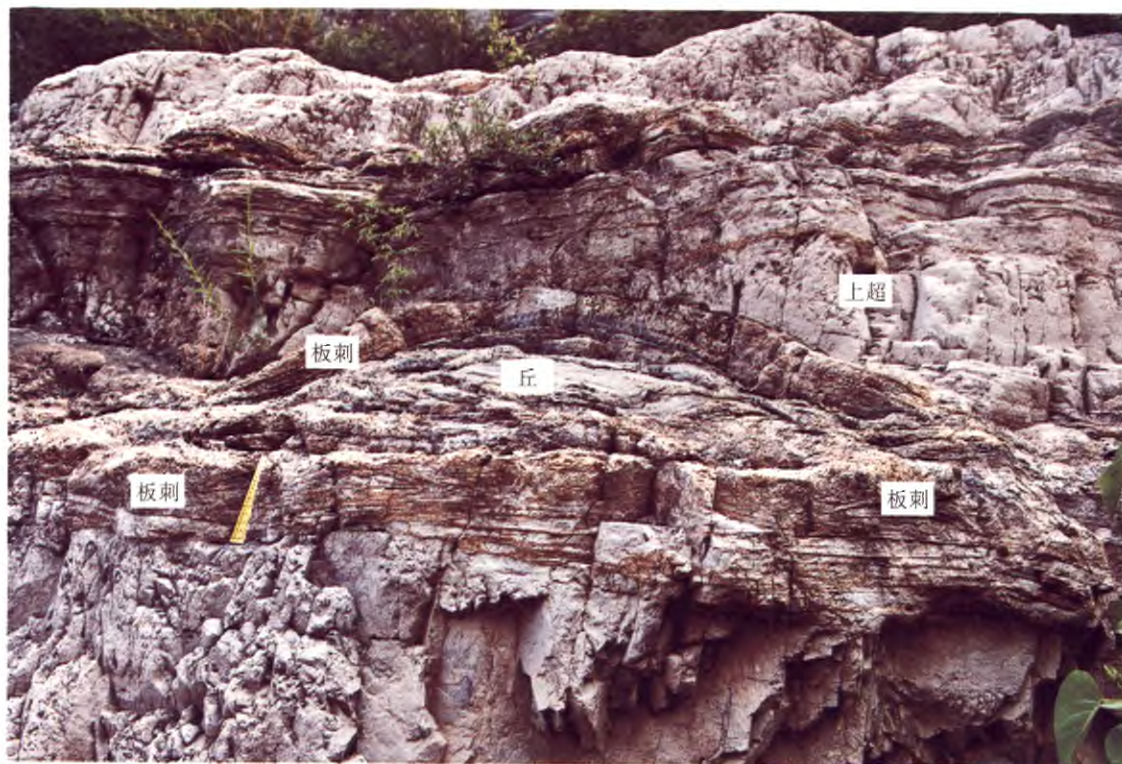


图 18 丘一槽构造与板刺状角砾构造共生 (庄户洼河床剖面附近)

Fig. 18 Mound-sag structure occurring together with plate-spine breccia structure (near Zhuanghuwa river bed outcrop)

照片中心的丘体形成于下部的板刺状角砾层之上, 长 110 cm, 高 30 cm,
丘体内部的白云岩中含有较多的板刺状角砾, 丘的顶层亦由板刺状角砾层构成

微型裂纹(图 21-1); 拉力进一步加强, 呈现环形的锥形(图 21-2); 拉力再加强, 配合上部可能的沉积物的重力作用, 形成环形层(图 21-3)。如果拉力继续加大, 环形层就会断开, 进而形成布丁。

5 脆性变形构造

该区的脆性变形构造主要有地裂缝和挤入构造、层内断层及震裂岩。

5.1 地裂缝与挤入构造

地裂缝 通常认为 7 级以上的破裂性地震往往会产生古地裂 (乔秀夫和李海兵, 2009)。地裂缝在剖面上多呈 V 字型, 在岩层表面呈长条状并成群出现。

庄户洼剖面的上部层位有 1 层 10 ~ 15 cm 厚的硅化层, 呈舒缓的波状出露于地表。该层分布稳定, 沿走向追索近百米, 未见尖灭或变薄现象。该层的顶层面有明显的起伏, 层内夹杂着大小不一、

磨圆极差的灰白色白云岩角砾。该层之下为 40 ~ 60 cm 厚的含叠层石白云岩, 两者之间界线明显 (图 22)。

远观这层白云岩, 每隔 3 ~ 4 m 即出现一“V”字型裂缝。沿走向大约 25 m 长的范围内, 近等间距出现 7 条裂缝, 图 22 显示了其中 4 条。裂缝在规模上略有变化, 最大的裂缝上部宽 50 cm 余, 深可贯通大于 60 cm 厚的灰白色白云岩层; 规模小的裂缝宽 30 cm, 深 30 ~ 40 cm。所有裂缝均被黑褐色硅化白云岩充填(图 22-B, 22-C), 充填物与裂缝的边界清楚截然。

挤入构造 庄户洼河床剖面下部见有一层硅化层(图 23-2), 厚 5 ~ 6 cm, 其中含下伏白云岩角砾, 大小混杂, 磨圆极差。该硅化层呈脉的形式侵位于其上覆及下伏白云岩层中(图 23 之 3 和 1)。文中称其为挤入构造。其形成机制可解释为: 地震发生时, 硅化层上覆与下伏总计 60 cm 厚已固结的白云岩发生破裂 (脆性变形), 但此时富含砾屑的硅化层尚处于软沉积物状态, 同时挤入下伏与上

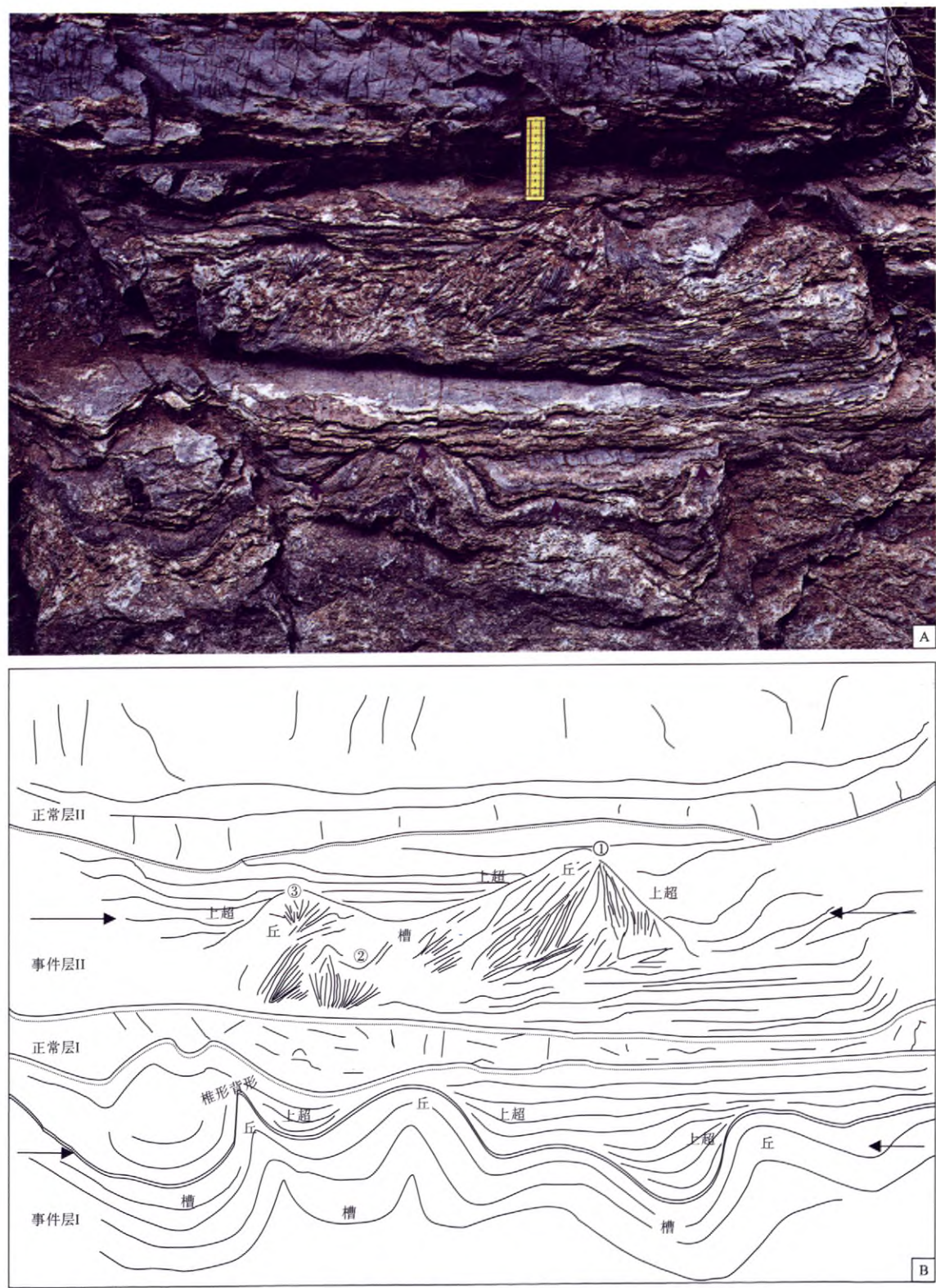


图 19 小型丘—槽构造与板刺状角砾构造共生

Fig. 19 Small mound-sag structure occurring together with plate-spine breccia structure

A—照片，位于 Y606 公路旁，镜头向北；B—素描图。事件层 I 主要为不规则的丘—槽构造，事件层 II 为紧密褶皱和板刺状角砾构成的小型丘—槽构造，与事件层 I 相比，丘体间距更小，且大多为板刺状角砾构成，反应事件层 II 的挤压应力大于事件层 I



图 20 珠窝火车站附近雾迷山组中的环形层 (镜头向西南方向)

Fig. 20 Loop beddings in the Wumishan Formation near Zhuwo Railway Station

位于珠窝火车站西岸 (图 1 之②), GPS: $40^{\circ}3'3.4''\text{N}$, $115^{\circ}47'58''\text{E}$. 红色箭头表示剪切应力的方向。

A—宏观照片; B—环状体被拉伸, 但尚未断开; C—截然断开的两个相邻的环状体

覆的白云岩裂隙中 (图 23 之 1, 3, 4)。这是一次地震中硬、软沉积物的不同响应, 前者产生裂隙, 为脆性变形, 后者挤入, 为塑性变形。

5.2 同沉积的层间断裂

该区在多个地方发现了不同层位、不同规模的同沉积层间断裂构造 (包括层内正断层与逆断层)。这些断层的断距从 1.5 cm 到接近 100 cm。图 24 所示为庄户洼河床剖面所见的层间微型正断层, 断距仅 1.5 cm, 但它完整地赋存于正常地层中。

图 25 为一规模更大的层间逆冲断层。逆冲断层仅限于层 I 和层 II 中。右侧的逆冲断层将层 I 错开约 1 m, 左侧的逆冲断距较小, 约 30 cm, 显示

两侧的挤压应力明显不对称。实际上这是由一组逆冲断层组成的微型地堑, 一个特殊的地裂缝, 其形成机制与前述紧密褶皱和板刺状角砾基本一致, 即均为挤压应力形成。图 25 中白线代表当时的古地面, 层 III 的物质填充于微型地堑中。

5.3 震裂角砾岩

当强烈的挤压应力形成紧密褶皱及板刺状角砾时, 周围已弱固结的脆性碳酸盐岩很容易发生碎裂而形成原地的角砾岩。这种角砾岩分布较多, 不在文中讨论。

图 26 所示, 在仅 2 m^2 的白云岩表面, 有 3 处可以见到明显的原地角砾 (图 26-A 中的黑色箭

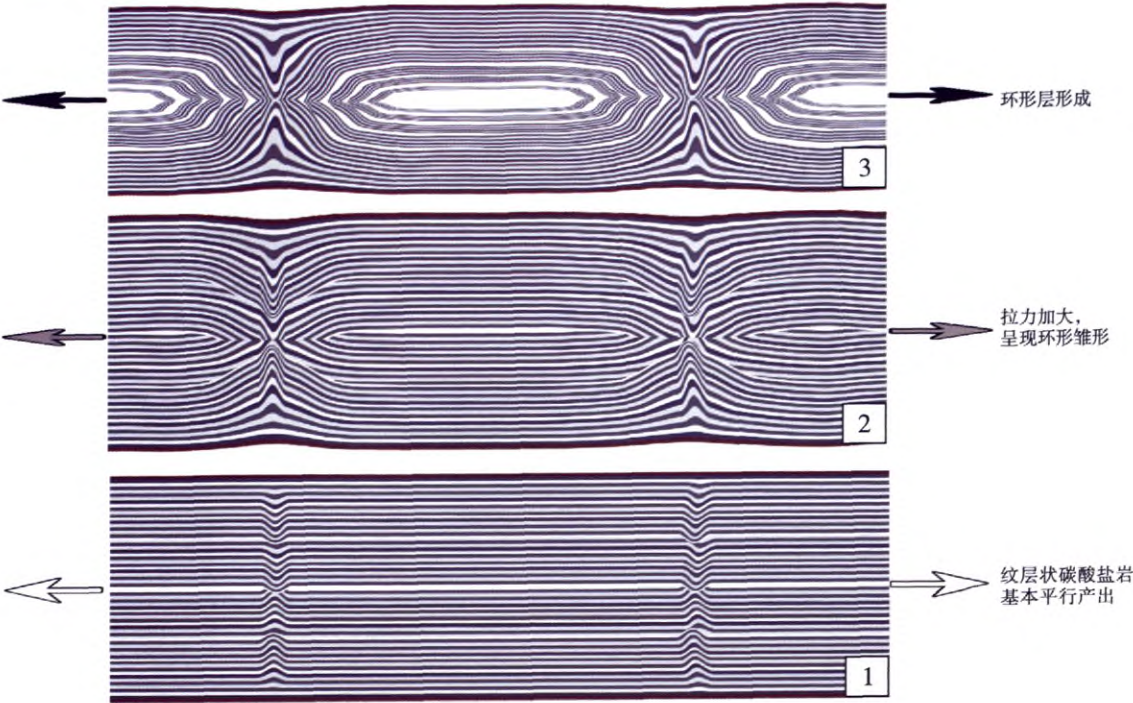


图 21 环形层形成过程的计算机模拟
Fig. 21 Formation process of loop bedding simulated by computer



图 22 庄户洼河床剖面上部(图 3-P)的大型地裂缝
Fig. 22 Large scale ground fissures in the upper part of Zhuanghuwa river bed outcrop
A 为远景, 镜头向东, 图 A 中阿拉伯数字为地裂缝编号, 计 12 m 宽, 4 条地裂缝;
B 和 C 分别为②号和④号地裂缝的近景图, 地裂缝中均充填硅化白云岩及下伏白云岩角砾



图 23 庄户洼河床剖面下部(图 3-B) 硅化层的挤入构造及其附近的软沉积物变形构造
Fig. 23 Squeezing structure of silicified layer and nearby soft-sediment deformation structures
in the lower part of Zhuanghuwa river bed outcrop

镜头向西, 注意图中硅结壳层 2 的顶底面呈波状起伏并含有较多的白云岩角砾; 变形 5 (紧密褶皱) 和 6 (褶皱—板刺状角砾) 表明该层遭受挤压应力; 1 和 3 为硅化白云岩层的挤入构造

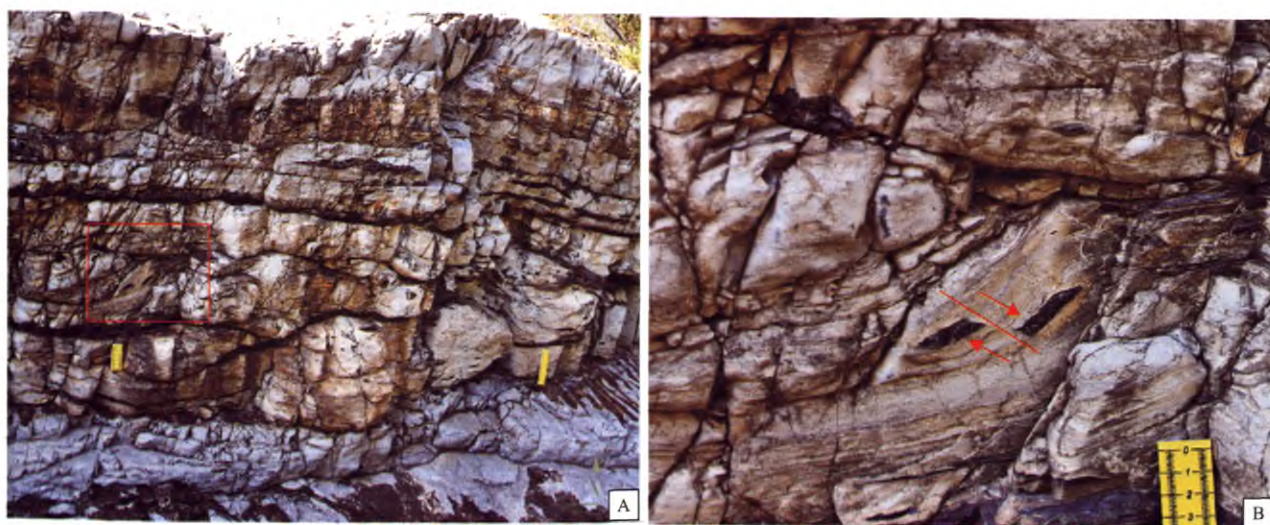


图 24 庄户洼河床剖面雾迷山组中的同沉积层间微断层

Fig. 24 Syndepositional microfaults in the Wumishan Formation at Zhuanghuwa river bed outcrop
A—全景图, 镜头向西; B—A 图中局部放大的微断层

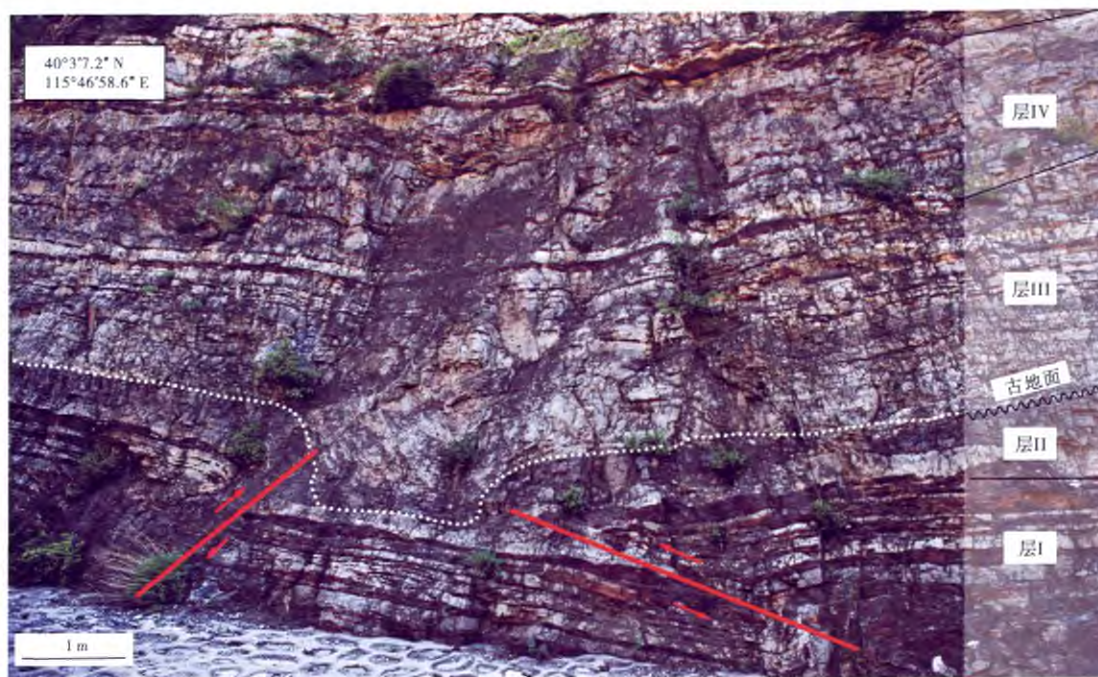


图 25 珠窝剖面雾迷山组中两组同沉积逆冲断层组成的地裂缝（珠窝村西，左上角为 GPS 坐标）

Fig. 25 Ground fissure composed by two syndepositional reverse faults in the Wumishan Formation at Zhuwo outcrop

头），这些角砾大小混杂，大者长度超过 10 cm，小者仅数毫米，角砾没有任何磨圆，表面的纹理与周围岩石可以很好地对应，角砾之间具可拼合性，为较典型的震裂岩（乔秀夫等，2006；乔秀夫和李海兵，2009）。

剖面上还见到两个与沉积作用几乎同时生成的“软”角砾（图 26-A 中的①和②，图 26-C）。这种砾石是在剥开其上面的薄层白云岩后暴露的，不是风化作用所致，砾石顶面呈浑圆状，底部则为扁平状，甚至已经与下部层面胶结在一起。这种上圆下扁的“准”砾石与下伏脆性震裂角砾岩共生在一起，推测应该是在软沉积物未固结时遭遇强烈震动颠簸而形成的“软”泥球被抛起又原地落下所形成。

从原地震裂角砾与软角砾共生获得提示：图 26 的震裂角砾岩系由未完全固结的沉积物脆性变形形成。庄户洼河床剖面上见有两层完全由白云岩角砾组成的震裂角砾岩层。

6 讨论

6.1 古地震发生背景

雾迷山组地层中软沉积物变形种类之多、现象

之丰富远超过了作者最初的想象。仅在庄户洼 17 m 厚的河床露头中，就发现了 29 个软沉积物变形事件层。其中，挤压变形与拉伸变形为主要变形类型，而以挤压应力形成的变形为主。由此可见，中元古代雾迷山组沉积时期的北京及临区地震活动非常频繁。

中元古代（1600 ~ 1200 Ma）北京位于燕辽裂陷槽的西段，紧临凌源—平泉—兴隆—密云—滦源北东向燕辽裂陷槽轴部的同沉积断裂带（和政军等，2000）。该断裂带始于中元古界常州沟组沉积期（1600 Ma），并持续活动。目前已知的 6 个地震记录点均沿此带分布（图 27）（乔秀夫，2002；Qiao *et al.*, 2007），文中所述的地震纪录（编号 7，红色五角星）亦位于此带附近，因此，燕辽裂陷槽轴部断裂的活动是雾迷山组沉积期频繁古地震的构造背景。

具体到研究区来讲，永定河流域雾迷山组沉积期的古地震活动是图 1 中自南西端的双塘涧经沿河城的一组 SW—NE 向断裂在雾迷山组沉积期活动的结果，它是裂陷槽轴部断裂的一部分。

6.2 古地震的发展频率和周期估算

对古地震频率进行估算的关键，一是对地震记

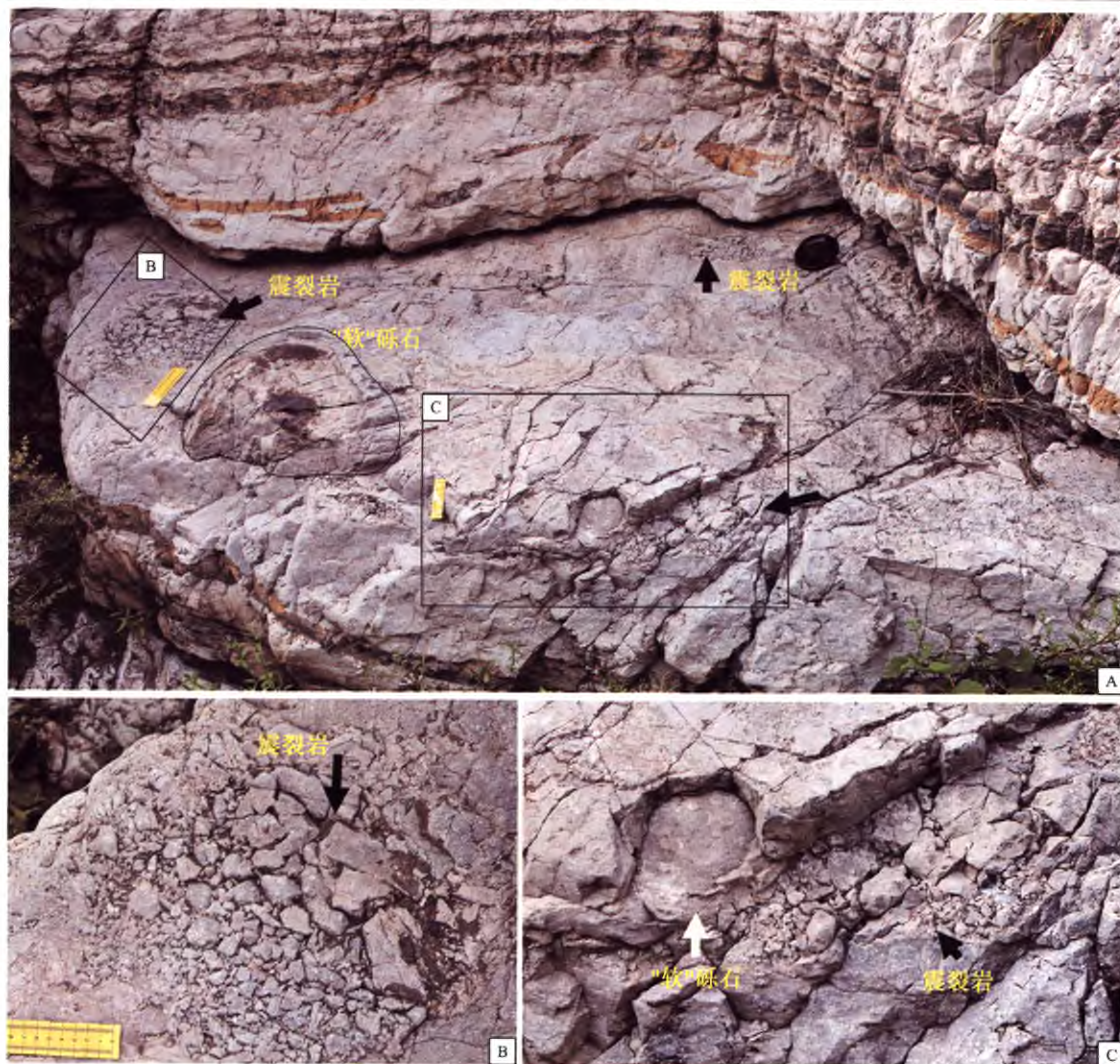


图 26 庄户洼河床剖面下部雾迷山组中的震裂角砾岩(图 3-D, 镜头向西)

Fig. 26 Shatter breccia in the lower part of Wumishan Formation at Zhuanghuwa river bed outcrop

录的识别,二是对时间范围的确定。并不是所有的古地震均可找到相应的沉积记录,有些地震因为发生在盆地暴露期,不会在地层中留有任何迹象。有些地震虽然很强,但地层和盆地的水流环境可能恰巧不适于地震记录的保存,甚至破坏了更多以往的变形记录。生物作用、成岩作用和后期的构造作用、火山作用等也会混淆或破坏以往的地震记录。地质记录保存的不完整影响了人们对古地震周期的确定。

在其他条件相同时,不同级别的地震所形成的地层记录应该是不同的,同一地震与震中距离不同,其变形特征也应该不同。根据软沉积物变形特

征定量地确定古地震的周期,所识别出的古地震记录频率要远低于实际的发展频率。

乔秀夫等(1994, 2001)通过对华北地台上震旦统野外大区域的实际调查与研究,划分出 4 个地震活跃期;刘鹏举(2001)对河北平泉中元古界高于庄组震积岩及地震节律进行研究后提出了燕山裂陷槽北部边缘的断裂活动存在着 $65 \text{ Ma} \pm$ 的地震节律;段吉业等(2002)对华北燕山中一新元古代震积岩系统及其地震节律的研究结果认为,燕山裂陷槽中新元古代有 10 个地震活跃期。这些认识都是基于当时能够识别出的震积岩而初步估算的,远低于现代人们所认识的大地震的发生频率^①。

① 2008 年 5 月 12 日四川 8 级大地震的发生频率最保守的估计是 12 000 年,而最短的频率估算为 3000 年

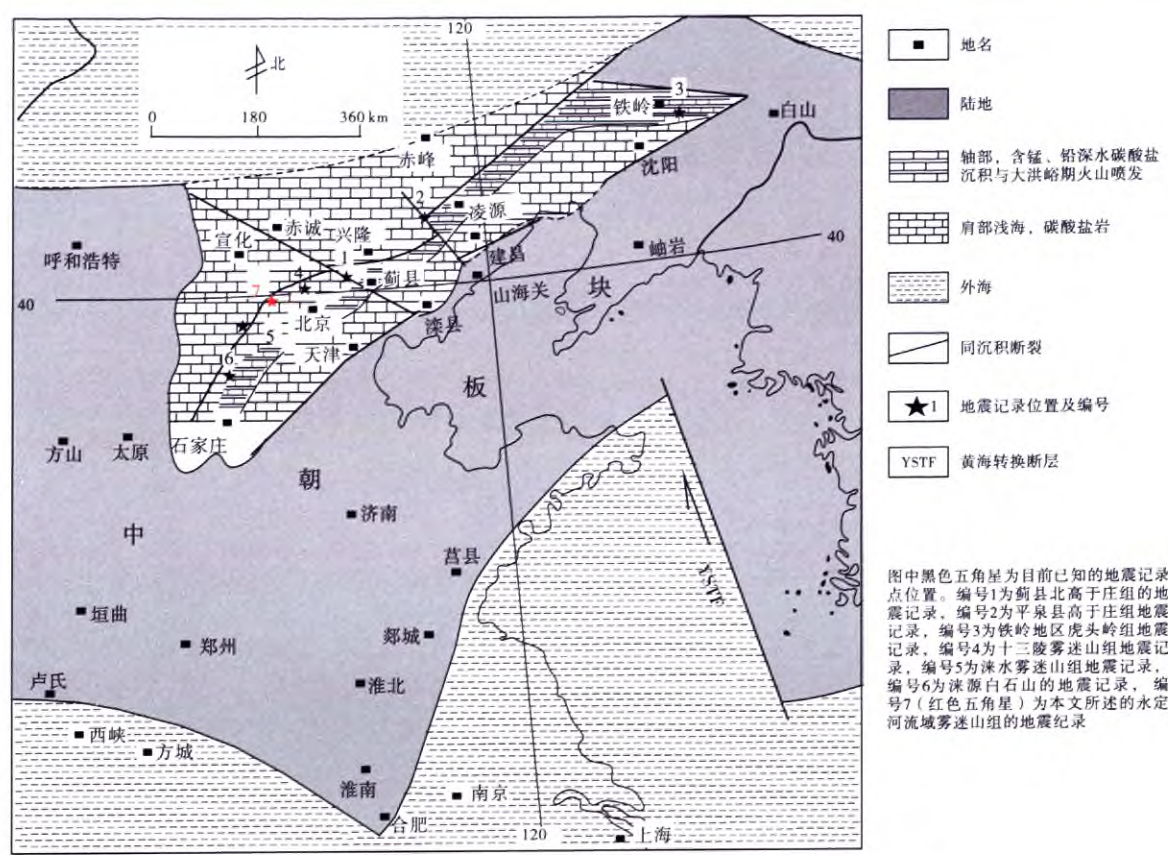


图 27 高于庄组—雾迷山组沉积时期燕辽裂陷槽构造古地理图展现一个向北开放的陆表海 (乔秀夫, 2002; Qiao et al., 2007)

Fig. 27 Structural palaeogeographic map of Yan-Liao Aulacogen from the Gaoyuzhuang depositional period to Wumishan depositional period, showing an epicontinental sea opened to north

目前关于雾迷山组的形成时限有多种数据, 比较公认的数据为 100 Ma ($1310 \pm 20\text{Ma}$ 至 $1207 \pm 10\text{Ma}$) (王松山等, 1995)。

梅冥相等 (2001) 详细研究了天津蓟县中元古界蓟县系雾迷山组旋回层的旋回性及相序模式, 根据马尔柯夫分析及长周期三级层序的有序叠加形式研究等, 确定了雾迷山组的沉降速率基本为每 10 万年 3 m。如果研究区雾迷山组的沉降速率与蓟县相同, 则 17 m 厚的庄户洼剖面形成时限应该在 57 万年左右。

研究区雾迷山组的实际厚度大约为 1800 m, 形成时限应与蓟县剖面同为 100 Ma, 因此该区的平均沉降速率应该为每 10 万年 1.8 m 左右。据此计算的庄户洼 17 m 河床露头的形成时限为 94 万年。

综合以上结果, 可以初步认为庄户洼河床剖面 17 cm 地层的形成时限在 94 万年至 57 万年之间,

而这期间的地震记录目前共识别出 29 层, 以此计算的雾迷山组沉积期古地震发生频率大约在 3.2 万年至 2.0 万年 (3.24 万年至 1.97 万年) 之间。

文中的这一推算结果仍然明显低于现代强地震的频率周期, 但精确度比前人的数据提高了几个数量级。若要进一步弄清古地震的发生规律, 需要从成因机理上对软沉积物变形进行更加精细的观察与对比研究, 进而可以为大地构造学等其他学科研究提供新的思路。

致谢 野外工作和论文撰写过程都得到了乔秀夫先生的具体指导, 他多次亲赴野外与作者现场讨论相关地质记录, 他的科学建议促使本文形成。与乔秀夫先生一同赴野外考查的还有何碧竹, 野外工作还得到了北京市地质调查研究院郑桂森、吕金波和孙永华的帮助, 在此一并致以谢意。特别感谢本刊主编冯增昭先生, 在论文审稿完善过程中, 冯先

生带领编辑部成员与作者一起到野外考查,对文章中的观点和现象进行现场讨论和验证,并向作者提出了特别有价值的建议。

参 考 文 献

- 北京市地质矿产局. 1991. 北京市区域地质志[M]. 北京:地质出版社, 68-81.
- 杜远生, 韩欣. 2000. 论震积作用和震积岩[J]. 地球科学进展, 15(4): 389-394.
- 段吉业, 刘鹏举, 万传彪. 2002. 华北燕山中一新元古代震积岩系及其地震节律[J]. 地质学报, 76(4): 441-445.
- 和政军, 宋天锐, 丁孝忠, 等. 2000. 燕山中元古代裂谷早期同沉积断裂活动及其对事件沉积的影响[J]. 古地理学报, 2(3): 83-91.
- 梁定益, 聂泽同, 宋志敏, 等. 2009. 北京房山世界地质公园中元古界雾迷山组地震—海啸序列及地质特征[J]. 地质通报, 28(1): 30-37.
- 梁定益, 聂泽同, 宋志敏. 1994. 再论震积岩及震积不整合: 以川西、滇西地区为例[J]. 地球科学, 19(6): 845-850.
- 梁定益, 宋志敏, 赵崇贺, 等. 2002. 河北省白石山中元古代地震遗迹的发现[J]. 地质通报, 21(10): 625-630.
- 梁定益, 聂泽同, 万晓樵, 等. 1991. 试论震积岩及震积不整合——以川西、滇西地区为例[J]. 现代地质, 5(2): 138-146.
- 刘鹏举. 2001. 河北平泉中元古代高于庄组震积岩及地震节律[J]. 现代地质, 15(3): 266-268.
- 梅冥相, 马永生, 郭庆银. 2001. 天津蓟县雾迷山旋回层基本模式及其马尔柯夫链分析[J]. 高校地质学报, 7(3): 288-299.
- 乔秀夫. 2002. 中朝板块元古宙板内地震带与盆地格局[J]. 地学前缘, 9(3): 141-150.
- 乔秀夫, 高林志. 2007. 燕辽裂陷槽中元古代古地震与古地理[J]. 古地理学报, 9(4): 337-352.
- 乔秀夫, 高林志, 彭阳. 2001. 古郑庐带沧浪铺阶地震事件、层序及构造意义[J]. 中国科学(D辑), 31(11): 911-918.
- 乔秀夫, 李海兵. 2009. 沉积物的地震及古地震效应[J]. 古地理学报, 11(6): 593-610.
- 乔秀夫, 宋天锐, 高林志, 等. 1994. 碳酸盐岩振动液化地震序列[J]. 地质学报, 68(1): 16-34.
- 乔秀夫, 宋天锐, 高林志, 等. 2006. 地层中地震记录(古地震)[M]. 北京:地质出版社, 1-263.
- 宋天锐. 1988. 北京十三陵前寒武纪碳酸盐岩地层中的一套可能的地震—海啸序列[J]. 科学通报, 33(8): 609-611.
- 田洪水, 张增奇, 杜圣贤. 2006. 山东临朐红丝石层中的古地震记录[J]. 中国地质, 33(5): 1137-1148.
- 王松山, 桑海清, 袁冀, 等. 1995. 蓟县雾迷山组和杨庄组形成年龄的研究[J]. 地质科学, 30(2): 166-172.
- 张传恒, 刘典波, 张传林, 等. 2006. 新疆博格达地区早二叠世软沉积物变形构造: 弧后碰撞前陆盆地地震记录[J]. 地学前缘, 13(4): 255-266.
- 张传恒, 武振杰, 高林志, 等. 2007. 雾迷山组中地震驱动的软沉积物变形构造及其地质意义[J]. 中国科学(D辑), 27(3): 336-342.
- Ettensohn Frank R, Zhang C, Lierman R. 2011. Soft-sediment deformation in epicontinental carbonates as evidence of paleoseismicity with evidence for a possible new seismogenic indicator: Accordion folds[J]. Sedimentary Geology, 235: 222-233.
- Fairchild I J, Einsele G, Song T R. 1997. Possible seismic origin of molar tooth structure in Neoproterozoic carbonate ramp deposits, North China[J]. Sedimentology, 44: 611-636.
- Qiao Xiufu, Gao Linzhi, Peng Yang. 2007. Mesoproterozoic earthquake event and breakup of the Sino-Korean Plate[J]. Acta Geologica Sinica(English Edition), 81(3): 385-397.
- Qiao Xiufu, Song Tianrui, Gao Linzhi, et al. 1994. Seismic sequence in carbonate rocks by vibrational liquefaction[J]. Acta Geologica Sinica, 7(3): 243-265.
- Rodriguez-Pascua M A, Calvo J P, Vicete G D, et al. 2000. Soft-sediment deformation structure 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[J]. Sedimentary Geology, 135: 117-135.
- Rossetti Dilce F, Bezerra F H, Góes Ana M, et al. 2011. Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, Northeastern Brazil: Evidence for paleoseismicity in a passive margin[J]. Sedimentary Geology, 235: 172-187.
- Rossetti Dilce F, Goes, Werner Truckenbrodt, et al. 2000. Tsunami-induced large-scale scour- and fill structures in Late Albian to Cenomanian deposits of the Grajau Basin, northern Brazil[J]. Sedimentology, 47(2): 309-323.

(责任编辑 王 媛)