中国科技论文在线 http:\\www.paper.edu.cn

第8卷 第4期
2002年12月

地质力学学报
JOURNAL OF GEOMECHANICS

Vol.8 No.4
Dec. 2002

文章编号：1006-6616（2002）04-0341-06

成都平原第四纪化石冰楔的发现及古气候意义

李 勇[1,3]，李永昭[2]，周荣军[4]，王国芝[2]
司光影[2]，王凤林[2]，梁兴中[2]

（1. 成都理工大学油气藏及开发工程国家重点实验室，成都 610059；
2. 成都理工大学，成都 610059；3. 四川大学水利水电工程学院，成都 610064；
4. 四川省地震局工程地震研究所，成都 610041.）

摘 要：最近，在成都平原西缘，大邑城西氮肥厂附近，斜江河西岸，上新统—下更新统大邑砾岩剖面的北端新开挖的露头上，发现了4条化石冰楔。这里的地理坐标是30°35′N103°31′E，海拔530m。这些冰楔发育于大邑砾岩露头的顶部。其中最大的一条，顶部宽3m，向下延伸2.5m。这些冰楔垂直向下延伸，与大邑砾岩层面斜交。所以，它们是在大邑砾岩沉积之后并经过构造变动后形成的，是大邑砾岩的后生冰楔。化石冰楔的充填物的特征与大邑砾岩有明显差别：前者为棕黄色，后者为灰白—黄色；前者砾径分选较好，砾径较细，一般长5cm～15cm，而后者砾径分选较差，粗大者20cm～30cm；前者的砾石含量高，约95%，后者的砾石含量低，约85%；前者砾石ab面产状无优势方向，而后者的ab面产状显示优势方向，倾向170°～210°，倾角30°～40°。由于两者有上述差别，所以，化石冰楔在露头上可以被识别出来。采用ESR法测定冰楔充填物的时代为0.171Ma。由此看来，这些冰楔的形成时代可能相当于V28-238深海岩心氧同位素曲线第6气候期（0.195Ma～0.128Ma），也可与中国黄土$L_{2\sim5}$（0.195Ma～0.180Ma）和$L_{2\sim4}$（0.180Ma～0.167Ma）所记录的气候波动和青藏高原倒数第二次冰期对比。

一般认为，冰楔是多年冻土的指示器，所以这些化石冰楔反映了成都平原在第四纪曾一度发育多年冻土。据研究，冰楔只能形成于年均温<-6℃的地方，高海拔多年冻土下界大致与-2℃～-4℃年均等温线相符。现今，大邑附近年均温约16℃。那么，化石冰楔形成时期，成都平原年均温至少比现今下降了18℃。

关键词：化石冰楔；第四纪；多年冻土；成都平原
中图分类号：P534.63 **文献标识码**：A

收稿日期：2002-09-30
基金项目：国家自然科学基金项目（编号：498020134），地质矿产部青年地质学家基金项目（编号：Qn979816）
作者简介：李勇（1963-），男，博士，教授，博士生导师，沉积学与地层学专业。

© 1995-2005 Tsinghua Tongfang Optical Disc Co., Ltd. All rights reserved.

中国科技论文在线 http:\\www.paper.edu.cn

0 引言

2000 年 4 月下旬，在成都召开第 15 届 HKT（Himalaya-Karakoram-Tibet）国际学术讨论会前夕，国内外知名专家刘东生院士等参加了青藏高原东缘野外考察（成都—都江堰—卧龙→康定—鲜水河—雅安—成都）。在这次考察过程中，中外专家特别重视第四纪以来的青藏高原东缘的环境变迁，重点考察了成都平原西缘的第四纪沉积。刘东生院士在成都平原西缘大邑县城附近新开挖的露头上发现了第四纪化石冰楔，并对化石冰楔的产出状态、识别标志和古气候意义进行了野外实地讲解，得到与会专家的肯定。在他的指导和鼓励下，作者等系统查阅和研究了有关冰楔的资料，并于 2000 年 5 月又赴该剖面进行了详细的野外观察、剖面测制和样品采集。现将初步研究成果简述如下。

1 化石冰楔出露的层位和地层层序

本文所述化石冰楔发现于成都平原西缘四川省大邑县城西北约 2km 处大邑氮肥厂附近，地理坐标为 103°31′E；30°35′N，海拔高度为 530m。大邑砾岩剖面位于斜江河西岸，沿大邑城至金花乡公路壁出露，距山口约 1km。该剖面是大邑砾岩的典型剖面，也是大邑砾岩的命名地。1955 年原西南地质局 519 队据该剖面建立了一个新的岩石地层单位——大邑砾岩，并将其划属上新统[1]。最近，在这条剖面北端的大邑砾岩的底部人工开挖了一个宽约 40m、高约 15m 的新鲜露头，不仅揭示了大邑砾岩与下伏中新生代红层的直接接触关系，而且在该露头顶部发现了化石冰楔。该露头清楚地显示了 4 套地层或沉积物之间的地层层序，早第三纪红层伏于大邑砾岩之下，化石冰楔砾石层覆于大邑砾岩之上并被全新世坡积物覆盖。

1.1 早第三纪红层

该处伏于大邑砾岩之下的早第三纪红层，属于四川盆地中新生代红层的顶部层位——名山组（$E_1 m$），出露厚度大于 300m，岩性为浅紫色、浅棕红色中厚层含钙泥质粉砂岩与浅紫红色中厚层含石膏的砂质泥岩呈不等厚互层，具明显的旋回性或韵律性，发育水平层理、断续水平纹层、对称的浪成波痕、干裂、膏盐孔等现象，虫孔可集中于一些层位分布，这些特征均显示该套地层形成于半咸水到咸水湖泊沉积环境。

1.2 大邑砾岩

该处大邑砾岩出露厚度为 180m，剖面南端被二级阶地覆盖，剖面北端不整合覆盖于名山组之上。前人一直将该剖面大邑砾岩与下伏下第三系名山组之间的接触关系描述为角度不整合或平行不整合，人工开挖的新鲜露头清晰地显示大邑砾岩与下伏下第三系名山组之间为平行不整合接触关系，前者产状 SE170°∠30°～E140°∠43°，后者产状 SE140°∠43°。接触面起伏不平，侵蚀现象明显，但未见有风化壳沉积物，其间缺失渐新统和中新统，因此这一不整合面所反映的构造事件即为喜马拉雅运动第二期，与印度板块和亚洲板块的碰撞作用相关。

大邑砾岩砾石成分以花岗岩、硅质灰岩为主，含石英砂岩、片岩、玄武岩、砂岩及少量红色泥页岩砾石，粒径 4cm～60cm，磨圆较好，以次圆、圆为主，剖面上略显正粒序韵律层理。在每个砾石层中，砾径下粗上细，顶部夹砂质透镜体，砂质透镜体厚度为 0.2m～0.6m。近来，作者等先后在成都平原西缘若干地点采集大邑砾岩的填隙物或砂质透镜体，选取其中

© 1995-2005 Tsinghua Tongfang Optical Disc Co., Ltd. All rights reserved.

中国科技论文在线 http:\\www.paper.edu.cn

的石英砂, 由成都理工大学“地学核技术”四川省重点实验室采用电子自旋共振 (ESR) 法测定其年龄。该剖面大邑砾岩上部的 ESR 年龄 1.7 (±0.255) Ma, 下部的 ESR 年龄为 2.7 (±0.405) Ma。在该点南面名山县万古场庙坡测得大邑砾岩底部砂质透镜体 ESR 年龄为 2.7Ma, 该点北面大邑县陈家场白岩沟大邑砾岩下部砂质透镜体 ESR 年龄为 2.6 (±0.39) Ma, 彭州河坝场丁家湾大邑砾岩的 ESR 年龄 3.1 (±0.465) Ma。所以, 可以确定大邑砾岩属上新世—早更新世沉积。

1.3 冰楔砾石层

该处冰楔砾石层不整合覆于大邑砾岩露头之上, 出露厚度为 2m～3m; 其底部发育化石冰楔, 充填物主要为棕黄色砾质物质。为了确定古冰楔的形成时代, 作者采集了 4 号古冰楔砾石之间填隙物样品, 经成都理工大学“地学核技术”四川省重点实验室采用电子自旋共振 (ESR) 法测定其中石英砂的年龄, 其充填物的时代为 0.171 (±0.02565) Ma, 显示为中更新世晚期。值得注意的是, 该剖面清楚地显示了冰楔砾石层与下伏大邑砾岩之间的不整合面接触关系, 根据大邑砾岩的最新年龄和冰楔形成的年龄, 我们可以确定该不整合面所代表的构造事件的时限为 1.7 (±0.255) Ma～0.171 (±0.02565) Ma, 因此这一不整合面所反映的构造事件可能与喜马拉雅运动第三期对比, 但在时间上要滞后一些。

1.4 全新世坡积物

全新世坡积物为棕黄色砾石层, 分布于剖面的顶部, 覆盖于冰楔砾石层之上, 砾石层出露厚度为 0.5m～1.5m 不等, 下部砾石较多, 上部细碎屑物质增多, 顶部发育土壤层。该砾石层砾径分选较好, 一般砾径长 5cm～10cm, 砾石 ab 面具叠瓦构造, 为全新世坡积物。

2 古冰楔的基本特征

2.1 古冰楔的形态特征

在新开挖的露头上已揭露出 4 条化石冰楔, 这些化石冰楔发育于大邑砾岩露头的顶部。冰楔呈楔形下插于大邑砾岩之中, 冰楔的边界清楚, 古冰楔最大宽度为 3m, 最大高度为 2.5m, 上宽下窄。化石冰楔垂直地向下延伸, 与大邑砾岩层面斜交。所以, 化石冰楔是在大邑砾岩沉积并经过构造变动后发育的, 是大邑砾岩的后生冰楔。

2.2 古冰楔的颜色特征

化石冰楔的充填物主要为棕黄色砾质物质, 而大邑砾岩新鲜面为灰白色, 风化面为黄灰色, 即化石冰楔的颜色深, 围岩的颜色浅, 所以, 化石冰楔在创面上可以从色调上识别出来。

2.3 古冰楔砾石的组构特征

化石冰楔中的砾石的组构特征与下伏大邑砾岩明显不同, 主要表现在以下 3 个方面: (1) 化石冰楔中的砾石分选较好, 砾径较小, 一般砾径长 5cm～15cm; 而大邑砾岩砾径分选较差, 粗大者 20cm～30cm。(2) 化石冰楔中砾石含量高, 约 95 %, 而大邑砾岩中砾石含量低, 约 85 %。(3) 化石冰楔中砾石 ab 面产状无优势方向, 而大邑砾岩中砾石 ab 面产状显示优势方向, 倾向 170°～210°, 倾角 30°～40°。值得注意的是, 在 2 号化石冰楔左侧, 少数砾石 ab 面产状呈反向倾斜。这种现象反映了冰楔在形成过程中对冰楔壁产生了强大的压力, 致使冰楔壁附近的砾石 ab 面产状发生了变动。化石冰楔中砾石 ab 面产状无定向性, 不与冰楔壁平行。从这种结构特征分析, 这些充填物不是在冰楔形成过程中沉积, 而是在冰楔融化

© 1995-2005 Tsinghua Tongfang Optical Disc Co., Ltd. All rights reserved.

中国科技论文在线 http:\\www.paper.edu.cn

过程中沉积的，可能属于冻土融化形成的融冻泥流。

2.4 古冰楔的成因分析

大邑砾岩是一套经过构造变动的地层。化石冰楔发育于大邑砾岩露头的顶部，垂直地向地下延伸，与大邑砾岩层面斜交。所以，化石冰楔是在大邑砾岩沉积之后并经过构造变动后发育的，是大邑砾岩的后生冰楔。表明当时该冰楔应处于多年冻土带内。一般说来，多年冻土顶部为活动层。该层受冻融作用影响，分选和扰动现象应当十分明显。但在此处剖面顶部未发现冻融分选和扰动现象。所以，作者推测，这里的活动层大部分已被后期剥蚀。化石冰楔上覆棕黄色砾石层是冰楔被融冻泥流物质充填以后沉积的，依据在于：(1) 化石冰楔充填物有一定分选，反映了融冻分选作用的特征。砾石产状杂乱无章，与上覆具叠瓦构造的流水沉积砾石层的沉积特征迥然不同；(2) 剖面上大邑砾岩的砾石产状主要倾向 SE，但在 1 号和 2 号冰楔壁附近大邑砾岩中部分砾石产状发生明显变化，与总体产状不同，而与冰楔壁近于平行。这种现象反映了冰楔附近砾石受到了冻胀挤压作用的影响。所以，若将这两种特征结合起来进行分析，不难确定，这些楔形小沟不是流水侵蚀冲泡，而是古冰楔。此外，如前所述，冰楔充填物不仅仅只是颜色与周围大邑砾岩有所不同，而且它们在砾石组构上也有明显差异，两者间有清晰界面。所以，冰楔充填物的颜色变化，并不是由地面迳流沿侵蚀沟或地表垂直裂隙向下渗流并使铁质氧化引起的。

此外，在冰楔下面，大邑砾岩中砾石的 ab 面产状变化较大，倾向 45°～130°，倾角 20°～65°。这可能是多年冻土消亡过程中形成的扰动构造。在多年冻土发育时期，大邑砾岩虽已半固结，但仍有孔隙，因而存在孔隙水。当冰楔发育时，这里的孔隙水是固态。但在多年冻土消亡过程中，这些孔隙水也会发生冻融作用，致使砾石 ab 面产状发生扰动。该处大邑砾岩中出现的冻融扰动构造，应当是这里存在多年冻土的又一佐证。

3 古气候意义

晚新生代以来气候的大幅度波动已被越来越多的资料所证实，但对于我国东部第四纪气候波动的幅度的认识还存在重大分歧。成都平原位于我国东部和西部的过渡地带，因此，本次发现的这些化石冰楔必将为研究我国东部第四纪气候波动提供新的线索和依据。

M. F. Adams (1815) 首先在西伯利亚发现了冰楔，随后 E. K. Leffingwell (1919) 对阿拉斯加北部的冰楔进行了研究。A. H. Lachenbruch (1962) 对冰楔成因提出了热力膨胀说。West R G指出[2]化石冰楔在气候地层学中具有重要意义，它是古冻土存在的指示器。所以，本次化石冰楔的发现反映了成都平原在第四纪曾一度发育多年冻土。

根据阿拉斯加现代冰楔的南界大致相当于 -6 ℃～-8 ℃年均等温线，Péwé认为冰楔只能形成于年均温 < -6 ℃的地方[3]。Brown 则认为加拿大多年冻土广泛分布于 -4 ℃等温线以北地区[4]。程国栋、王绍令对青藏高原多年冻土的研究表明高海拔多年冻土下界大致与 -2 ℃～-4 ℃年均等温线相符[5]。因此，根据上述资料，我们可以推测，冰楔发育时期大邑附近年均温最高不会超过 -2 ℃。而现今大邑附近年均温约 16 ℃。那么，化石冰楔形成时，成都平原年均温至少比现今下降了 18 ℃，其降温幅度与冰期相当。

近来，对冰期降温幅度已提出新认识，发表了不少新资料[6]。现在推算的冰期降温幅度，几乎比过去低 1 倍。例如格陵兰地区，从前根据氧同位素计算冰期降温 10 ℃，而现在据冰芯气泡的氮氧同位素测定冰期降温为 20 ℃[7]。钻孔温度测量结果显示，格陵兰地区末

© 1995-2005 Tsinghua Tongfang Optical Disc Co., Ltd. All rights reserved.

中国科技论文在线 http:\\www.paper.edu.cn

次冰期最低温度比现今低 21 ℃[8]。Remenda V H 等测量了中纬度地区 Agassiz 湖南部末次冰期厚层粘土中古地下水氧同位素组成, 推算出末次冰期气温为 - 16 ℃, 而该处现今气温为 0 ℃[9]。Thompson L G 等[10]对热带安第斯冰芯的研究表明, 冰期时年均降温幅度可达 11 ℃～12 ℃。所以, 从全球冰期、间冰期气候波动的幅度来看, 成都平原第四纪气温的大幅度下降是不足为奇的。

前文业已指出古冰楔充填物的时代为 0.171 (±0.02565) Ma, 冰楔应形成于 0.171 (±0.02565) Ma 之前。这次降温事件不仅可与 V28 - 238 深海岩心氧同位素曲线第 6 气候期 (0.195Ma～0.128Ma)[11]和大西洋岩芯中出现于 0.15Ma～0.13Ma 期间的强烈冰川作用[12]进行对比, 也可与中国黄土 $L_{2\sim5}$ (0.195Ma～0.180Ma) 和 $L_{2\sim4}$ (0.180Ma～0.167Ma) 所记录的气候波动对比[13]。此外, 本次气候大幅度波动可能与前人在青藏高原划分的珠穆朗玛冰期的基龙寺段[14]、西大滩冰期[15]、基龙寺冰期[16]、第三冰期[17]、凯尔戈冰期[18]相当。

致谢: 感谢刘东生院士给予的指导和鼓励, 感谢孔祥儒教授、陈廷愚教授、葛肖虹教授、Michael P Searle 教授、Christopher J L Wilson 教授、Darde Jacques 教授、Hellnut R Voelk 教授、酒井治孝教授和高桥孝三教授等在野外现场考察中提出的建议。

谨以此文对吴锡浩研究员和段万倜研究员的不幸逝世深表哀悼!

参 考 文 献

[1] 四川省地方志编. 四川省志. 地质志 [M]. 成都: 四川科技出版社, 1998. 59.

[2] West R G. Pleistocene Geology and Biology [M]. Second Edition. New ork: Longman. 1977. 97.

[3] Pěv ěL. Paleoclimatic significance of fossil ice wedges [J]. Biul. Peryglac, 1966, 15: 65～73.

[4] Brown R J E. The distribution of permafrost and its relation to air temperation in Canada and thr USSR [J]. Artic, 1960, 13: 163～177.

[5] 程国栋, 王绍令. 试论中国高海拔多年冻土带的划分 [J]. 冰川冻土, 1982, 4 (2): 13.

[6] 刘东生, 张新时, 熊尚发, 等. 青藏高原冰期环境与冰期全球降温 [J]. 第四纪研究, 1999, 5: 385.

[7] Kerr R A. Ice bubbles confirm big chill [J]. Science. 1996, 272: 1584～1585.

[8] Cuffey K M et al. Large Arctic temperature change at the Wisconsin-Holocene glacial transition [J]. Science, 1995, 270: 455～458.

[9] Remenda V H, Cherry J A, Edawards T W D. Isotopic composition of old ground water from Lake Agassiz: Inplication for Late Pleistocene climate [J]. Science, 1994, 266: 1975～1978.

[10] Thompson L G et al. Late glacial stage and Holocene tropical ice core record from Huascar àn [J]. Peru. Science, 1995, 269: 46～50.

[11] Bowen D Q. Quaternary Geology: A Stratigraphic Framewrok for Multidisciplinary Work [M]. Oxford: Pergman Press, 1978. 176.

[12] Nilsone T. The Pleistocene: Geology and Life in the Quaternery Ice Age [M]. Stuttgart: Enke, 1983. 458.

[13] Williams M A T et al. 刘东生等编译. 第四纪环境 [M]. 北京: 科学出版社, 1997. 237.

[14] 郑本兴, 郭雅凤. 珠穆朗玛峰地区第四纪冰期探讨 [A]. 珠穆朗玛峰地区科学考察报告 (1966～1968), 第四纪地质学 [C]. 北京: 科学出版社, 1976. 29～62.

[15] 段万倜, 等. 青藏公路沿线第四纪冰期的研究 [J]. 科学通报, 1979, (10): 455～458.

[16] 李炳元, 等. 西藏第四纪地质 [M]. 北京: 科学出版社, 1983. 96～98.

[17] 李吉均, 徐叔鹰. 巴基斯坦北部的地貌发育与第四纪冰期问题 [J]. 地理学报, 1983, 38 (1): 11～24.

[18] 李永昭. 青藏高原第四纪冰期序列及其意义 [J]. 成都理工学院学报, 1998, 25 (2): 303～310.

© 1995-2005 Tsinghua Tongfang Optical Disc Co., Ltd. All rights reserved.

中国科技论文在线 http:\\www.paper.edu.cn

THE DISCOVERY OF THE QUATERNARY FOSSIL ICE-WEDGES IN CHENGDU PLAIN

LI Yong[1,3], LI Yong-zhao[2], ZHOU Rong-jun[4], WANG Guo-zhi[2],
SI Guang-yin[2], WANG Feng-lin[2], LIANG Xiang-zhong[2]

(1. *National Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, Chengdu* 610059, *China*;
2. *Chengdu University of Technology, Chengdu* 610059, *China*;
3. *School of Hydraulics and Electric Power, Sichuan University, Chengdu* 610064, *China*;
4. *Institute of Earthquake Engineering, Seismological Bureau of Sichuan Province, Chengdu* 610041, *China*.)

Abstract: Recently, four fossil ice-wedges have been found at the outcrop excavated, at the north end of the Plio-Pleistocene Dayi Conglomerate Profile on the west bank of the Xiejiang River near Dayi Nitrogenous Fertilizer Factory, west of the Chengdu Plain. Its co-ordinates are 30°35′N, 103°31′E, and 530m above sea level.

These ice-wedges have been developed on the top of the outcrop of Dayi Conglomerate. The largest wedge is 3m wide at the top, and extends 2.5m vertically. The wedges extend vertically downwards, and obliquely intersect the bedding planes of the Dayi Conglomerate. They thus postdate deposition of the Dayi Conglomerate and appear to be epigenetic. The sediments in the ice-wedges are different from the Dayi Conglomerate. The former are brownish yellow, well-sorted, with 5cm～15cm clasts in a fine-grained matrix. The latter is grey-white or yellow-grey, poorly-sorted, with 20cm～30cm clasts. The ice-wedge sediments have a higher percentage of gravel (95%) compared to the Dayi Conglomerate (85%). In addition, the distribution of ab planes for pebbles in the ice-wedge sediments is random, whereas ab planes in the Dayi Conglomerate are dominantly orientated 170°～210°∠30°～40°. According to these differences, the ice-wedges can be distinguished from outcrops of the Dayi Conglomerate. The age of sediments in the ice-wedges is 0.171 Ma from ESR data. This suggests that these ice wedges might correspond to stage 6 (0.195Ma～0.128Ma) of the oxygen isotope temperature curve from deep sea-core V28-238. This is similar to the climatic fluctuations recorded by $L_{2\sim5}$ (0.195Ma～0.180Ma) and $L_{2\sim4}$ (0.180Ma～0.167Ma) of Chinese loess, and the penultimate glacial stage in Qinghai-Xizang Plateau. It is generally considered that ice-wedges are indicative of permafrost, therefore the samples we obtained suggest that permafrost developed in the Chengdu Plain during the Pleistocene.

It has been reported that permafrost can only develop below -6℃ in high-latitude areas, and the southernmost extent of permafrost occurrence is equivalent to the -2℃ to -4℃ isotherm. However, the annual air temperature in Dayi is about 16℃ now, which means the temperature during ice wedges formation may have been at least 18℃ less than present.

Key words: fossil ice wedge; Quaternary; permafrost; Chengdu Plain

© 1995-2005 Tsinghua Tongfang Optical Disc Co., Ltd. All rights reserved.