

喜马拉雅中晚期断弯褶皱-大气水岩溶储集体形成 ——以塔里木盆地西北缘柯坪-羊吉坎大湾沟组碳酸盐岩为例

钱一雄¹, 田蜜¹, 李慧莉², 陈跃¹, 沙旭光³, 李洪泉³

(1. 中国石化石油勘探开发研究院 无锡石油地质研究所, 江苏 无锡 214151; 2. 中国石化石油勘探开发研究院, 北京 100083;

3. 中国石化西北油田分公司石油勘探开发研究院, 新疆 乌鲁木齐 830011)

摘要: 在新疆柯坪羊吉坎中奥陶统大湾沟组碳酸盐岩岩溶特征刻画的基础上, 采用了岩相学、地球化学以及褶皱脱空分析等综合研究, 并结合了古气候分析等溶蚀实验结果, 揭示了喜马拉雅中晚期受断弯褶皱抬升及大气水溶蚀控制岩溶作用过程; 估算了受构造挤压的层间滑脱以及溶蚀作用所产生孔隙大小。褶皱脱空(VSD模拟计算)可产生0.2%~0.5%孔隙发育带, 占目前有效空腔率的1/50~1/100, 但前者为“达西流及溶蚀作用”起了重要的作用。羊吉坎岩溶剖面中发育了机械破碎-流水充填物(角砾岩)、钙华及巨晶方解石; 与大湾沟组的围岩相比, 其 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB)、 $\delta^{18}\text{O}$ (PDB)偏负明显、两者呈线性关系, 缝洞中方解石中发育了单相盐水溶液包裹体, 典型的大气水岩溶标志; 由下而上连续钙华沉积 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB)、 $\delta^{18}\text{O}$ (PDB)、 $\delta^{34}\text{S}$ (V-CDT)偏负的程度减弱; 从钙华、巨粗晶至(长)柱面的偏三角面体的方解石中, Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 MgO 、 K_2O 、 Na_2O 含量依次降低; 反映了半潮湿-潮湿至半潮湿-干旱气候条件及其水动力的变化。进一步推断, 在潮湿气候和强水动力条件下, 高1.5~2.0 m的溶洞体最短可在5 ka内形成, 而相对于早期需要较长的时间。

关键词: 褶皱脱空(VSD); 地球化学; 岩溶; 碳酸盐岩; 大湾沟组; 喜马拉雅中晚期; 柯坪-羊吉坎; 塔里木盆地

中图分类号: TE122.1

文献标识码: A

Formation of fault bend fold-controlled meteoric karst reservoir in the middle and late Himalayan movement: A case study of the Dawangou Formation carbonate rocks at Yangjikan section, Keping, northwestern Tarim Basin

Qian Yixiong¹, Tian Mi¹, Li Huili², Chen Yue¹, Sha Xuguang³, Li Hongquan³

(1. Wuxi Research Institute of Petroleum Geology, Petroleum Exploration and Production Research Institute, SINOPEC, Wuxi, Jiangsu 214151, China; 2. Petroleum Exploration and Production Research Institute, SINOPEC, Beijing 100083, China; 3. Research Institute of Exploration and Development of Northwest Oilfield Branch Company, SINOPEC, Urumqi, Xinjiang 830011, China)

Abstract: The karst profile at Yangjikan section, Keping, northwestern Tarim Basin, provides an excellent opportunity to evaluate the relative importance of reaction between fault bend fold-controlled uplift and meteoric water dissolution-controlled karstification during the middle and late Himalayan movement; and then the porosity caused by interlayer decollement under structural compression and dissolution was estimated, in line with the comprehensive study of petrographic, geochemical and fold disengaging analyses. The fold disengaging (simulated with VSD) facilitated the result of 0.2% - 0.5% porous zones, accounting for 1/50 - 1/100 of the effective and actual empty-cavity rate. However, the porous zones have played a significant role in Darcy flow channel formation and karstification. The breccias related to mechanical fracture filling, calcareous tufas and megacrystalline calcites are well developed in the Yangjikan section karst reservoir. Compared to the surrounding rocks of the Dawangou Formation, the negative and linear correlation of $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) and $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) in the formation is distinct, and single-phase aqueous inclusions, typical products of meteoric water karstification, grew in the megacryst calcites within fractures and cavities. A successive tufa depositions from the lower to the upper section of karst profile, are characteristic of weakening negative depleted $\delta^{13}\text{C}$ (PDB), $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) and $\delta^{34}\text{S}$ (V-CDT). The content of Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O , and Na_2O decreases from tufas to megacrystalline calcites to (long) cylindrical scale-

收稿日期: 2018-01-15; 修订日期: 2018-11-08。

第一作者简介: 钱一雄(1962—), 男, 博士、教授级高级工程师, 碳酸盐岩沉积与储层。E-mail: qyx9167@vip.sina.com。

基金项目: 国家重点研发计划专项(2017YFC0603103); 石油化工联合基金项目(U1663209); 国家科技重大专项(2011ZX05005-0023)。

nohedron calcites, indicating a transition in climate conditions from semi-wet to humid, to semi-humid and then to drought, as well as changes of hydrodynamic conditions. Moreover, the karst cavern of 1.5 m – 2.0 m high can be formed within less than 5 ka under a hot humid and strong hydrodynamic condition, while it may take a longer time in semi-humid and drought climate.

Key words: fold disengaging (VSD), geochemistry, karst, carbonate rock, Dawangou Formation, Middle and Late Himalayan movement, Keping-Yangjikan, Tarim Basin

与不整合面或沉积间断面有关的古岩溶型油气储层在世界范围内大量存在。前人探讨了海平面升降、基岩、气候、地下水溶解、矿物组成、暴露长短、先存孔洞系统、层序、沉积相和地层特征、水文系统、出露规模和地形特征、构造沉降特征等多个因素对岩溶作用的影响^[1-6],以及强调了早期、同生及构造期(后)的断裂作用及后期热液对岩溶作用的影响^[7-11]。或沿潜山高部位的向斜坡渗透层的大气水沿裂缝带向下流动,或承压水(层)沿断裂上升发生岩溶作用,形成大型缝洞型储层^[7-8,12]。

现代岩溶是了解地质时期岩溶作用的重要参考系^[7-8,13]。塔里木盆地西北缘发育了由寒武系至第四系的5排NE-SW向推覆体由北向南逆斜冲,构成向南凸出的弧形推覆构造^[14](图1)。前人对柯坪塔格山南缘、西克尔、巴楚五道班和柯坪硫磺沟出露的中-下奥陶统洞穴均归咎于古岩溶主要证据为:①上覆有上奥陶统的红色砂岩和泥灰岩,呈填平补齐^[15-16];②出现大量溶沟、溶脊、平缓垄岗、洼地、侵蚀溶沟等岩

溶地貌^[16];③发育岩溶角砾岩、多种形态的洞穴。可分为表生与深成岩溶洞穴^[17]或管道-厅堂连通型溶洞、单一管道孤立型溶洞、流线型溶洞,部分充填了灰绿色-褐黄色-棕红色砂岩、泥质粉砂岩或粉砂质泥岩以及粗晶方解石、萤石、硫磺、孔雀石^[16-20]。

本文是在对西克尔、羊吉坎剖面(图1)以及岩溶现象详细观察的基础上,选择了羊吉坎一受断弯褶皱控制的大湾沟组灰岩中孔缝洞体,进行构造变形、组构分析、岩石学、地球化学以及褶皱-脱空的数值模拟等综合研究,并结合了前人对有关新构造运动、古气候、溶蚀实验结果,探讨了缝洞体发育的机械与化学溶蚀作用对孔隙(洞)贡献,揭示喜马拉雅中、晚期受断弯褶皱及大气水溶蚀-沉淀过程控制的岩溶洞穴形成过程。

1 地质特征

柯坪-羊吉坎剖面位于阿克苏至喀什国道314约60 km柯坪塔格山沟南侧的小型断弯褶皱。前缘逆冲断

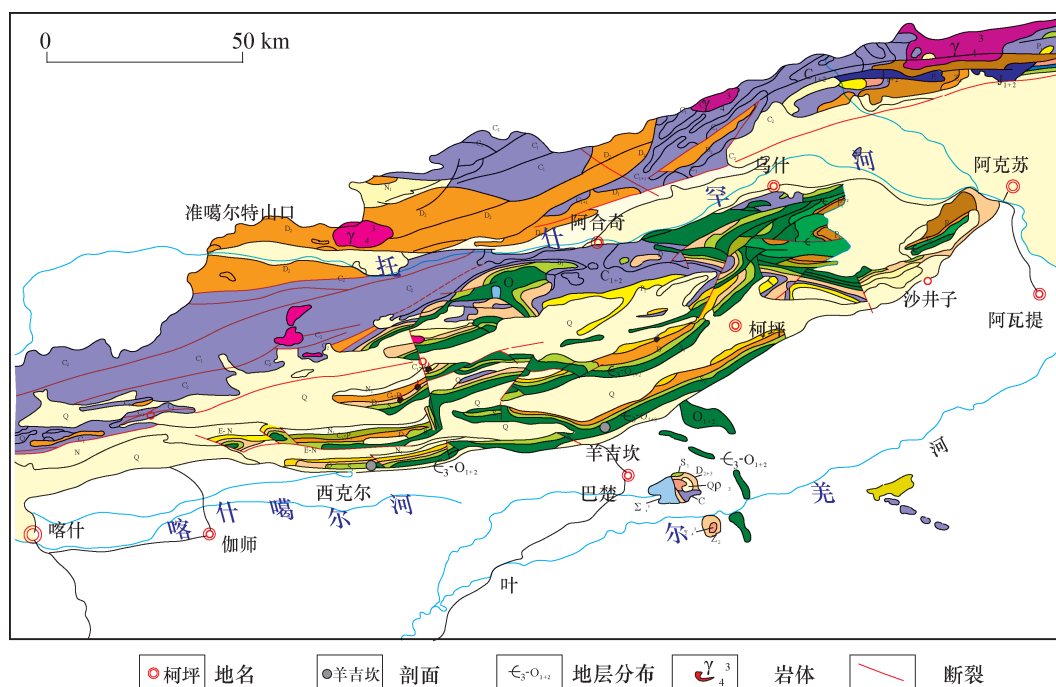


图1 塔里木盆地西北缘地质简图及羊吉坎剖面位置

Fig. 1 Geological sketch map of Keping, northwest Tarim Basin and location of the Yangjikan section

裂产状为 $325^{\circ} \angle 31^{\circ}$ 、逆冲断距约为 1.5 m, 大湾沟组厚层生屑灰岩中与褶皱有关的岩溶洞穴大小为 3.5 m(宽度) $\times$ 1.5 m(高度) $\times$ >0.5 m(长度), 主要由同褶皱变形、呈土黄-褐红色薄层粉砂质钙质碳酸盐岩((钙华), 与薄层条带状马牙状-栉壳状、长柱状方解石互层。在 4 m(长) $\times$ 2 m(宽) $\times$ 3 m(高) 的岩溶体内, 发育了似层状不同大小的岩溶洞(穴) 14 个。2 个分布于褶皱枢纽带, 大小为 (10~150) cm $\times$ (5~25) cm; 沿裂隙 4 个, 最大 70 cm $\times$ (5~35) cm, 其他均小于 5 cm $\times$ 3 cm, 部分或半充填了钙华及方解石(图 2)。

为精细地了解岩溶洞穴或带的结构, 下面分别按岩溶的顶板、钙华、半或未充填的岩溶洞穴和岩溶角砾岩带以及底板(或基岩)进行描述(图 2, 图 3)。

- ① 岩溶的顶板, 如图 2a 所示, 它是由一套浅灰色-黄灰色中厚层(层厚为 30~50 cm)(图 2a 中 A)的微裂隙发育含生屑泥微晶砂屑灰岩(图 2a 中 B)构成, 中间夹有一层厚为 5~6 cm 的土黄色薄层的钙华层;
- ② 由土黄与褐红色薄层钙华构成, 由 6 至 7 层粉砂质钙质-马牙状-栉壳状-长柱状方解石巨晶或粗晶条带组成, 厚度为 68~78 cm(图 2a 中 E);
- ③ 未充填的岩溶洞穴, 厚(高)度为 40 cm~60 cm(图 2a 中 D);
- ④ 岩溶角砾岩带, 厚(高)度为 15~25 cm(图 2a 中 C);
- ⑤ 底板, 基本同上, 由中厚层弱硅化的含生屑的泥微晶砂屑灰岩构成, 发育与褶皱轴部-枢纽带有关的张裂隙(图 2b)。

根据 Locks(1999)^[3] 对岩溶带划分, 羊吉坎剖面主要发育: ① 未发生岩溶改造基岩, 如图 2a 中 A 带; ② 遭受较弱岩溶改造带, 如图 2a 中 B 带; ③ 岩溶角

砾岩带, 如图 2a 中 C 带; ④ 不同形态的洞穴, 图 2a 中 D 带; ⑤ 沿扩溶裂隙-洞穴中的机械、化学充填, 呈土黄-褐红色薄层层状的钙华, 与马牙状-栉壳状方解石条带互层, 如图 2a 中 F 带、图 3a 中的采样点 002 至采样点 007 以及 010。这是本文关注的重点研究内容之一, 详见图 3c 至图 3g。岩溶洞穴及其充填物(钙华为主)主要发育褶皱的轴部-枢纽带的上部, 其空间是由褶皱枢纽带顶部的拉张断裂-破碎、两翼的层间滑动造成的虚脱(层)形成以及沿与褶皱的轴部近似垂直和顺层断裂的下渗地表水溶蚀作用与沉淀等作用有关。

2 样品采集与测试

本次研究共采样 12 件, 除了薄片、铸体观察外, 还进行了阴极发光(7 件)、碳、氧同位素(18 件)、硫同位素(8 件)、岩石地球化学(8 件)、流体包裹体(3 件)等批次分析。

阴极发光分析是作者在中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室完成、仪器为 BLM3RX 型阴极发光仪。

碳、氧同位素是国家地质实验测试中心矿床所完成, 采用 100% 正磷酸法和 Finnigan MAT252 气体质谱仪, 分析精度 $\pm 0.2\%$ 。硫同位素是由核工业地质研究院测试中心完成。根据 DZ/T 0184.15—1997《硫酸盐中硫同位素组成的测定》方法进行, 采用 Delt V plus, 以国际硫同位素 CDT 标准标定的国家硫同位素标准(硫化银) GBW-4414 ($\delta^{34}\text{S} = -0.07\%$) 和 GBW-4415 ($\delta^{34}\text{S} = 22.15\%$) 校正, 测量误差小于 $\pm 0.2\%$ 。

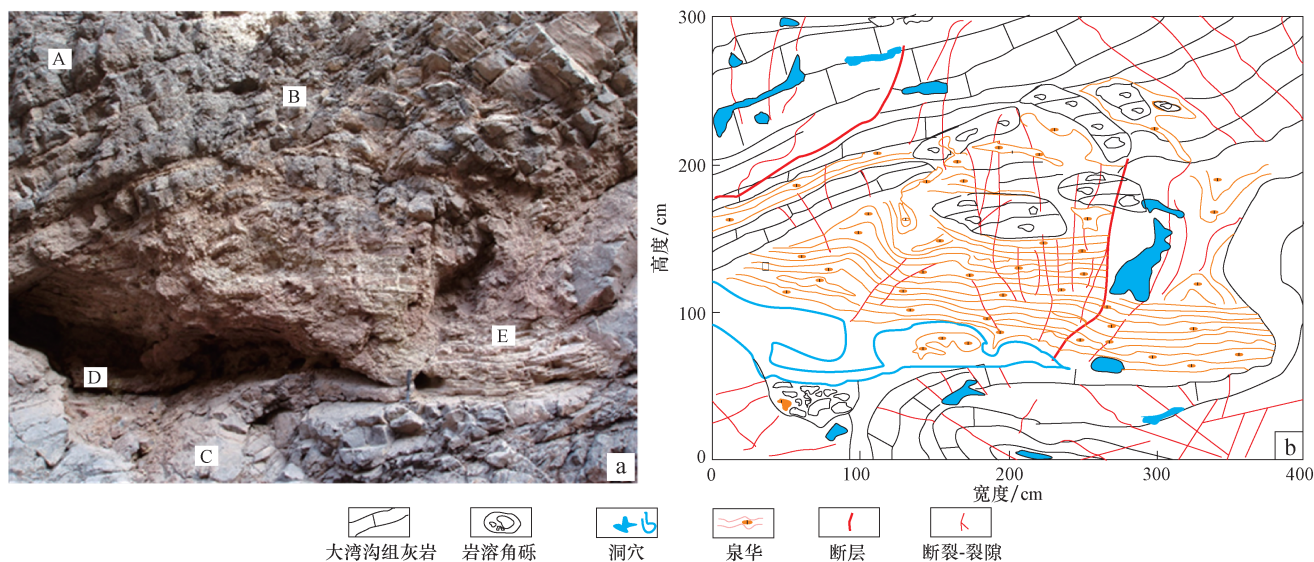


图 2 羊吉坎剖面中大湾沟组岩溶景观岩溶分带(a)及简化图(b)(面向北西)

Fig. 2 Karst landscape and zonation of the Dawangou Formation at Yangjikan section (facing northwest)

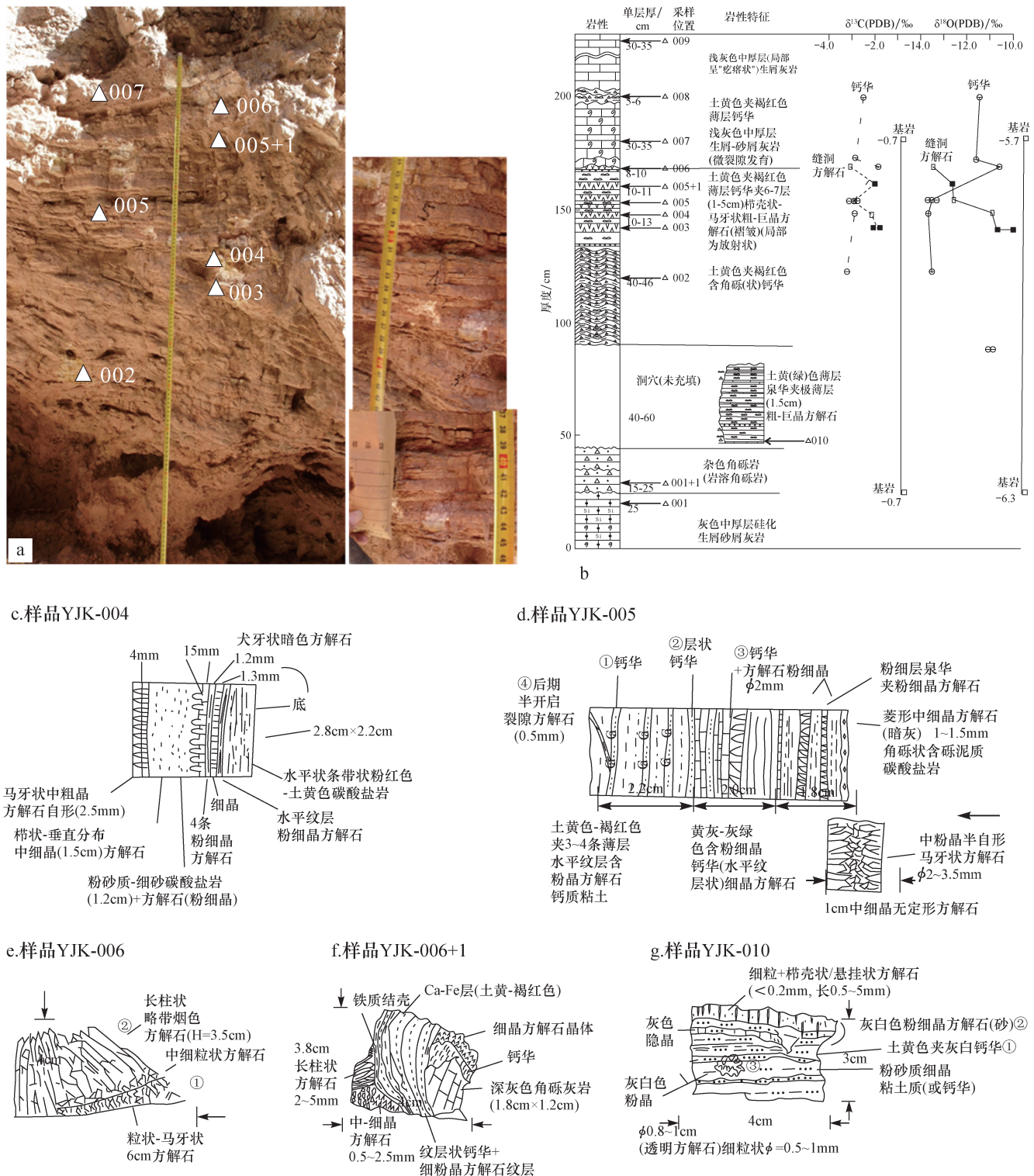


图3 羊吉坎剖面中大湾沟组岩溶剖面沉积结构、样品特征及钙华-缝洞方解石碳、氧同位素变化曲线

Fig. 3 Sedimentary architecture of karst profile, sample features of the Dawangou Formation at Yangjikan section, as well as plot showing the variation of carbon and oxygen isotopes of the calcareous tufas-calcites in fractures and caverns

a. 实测剖面及其采样位置; b. 实测岩溶剖面岩性分段、厚度及基岩和岩溶产物的碳、氧同位素变化;

c—g. 以代表性样品中的钙(泉)化沉积为主要特征的矿物类型以及岩石结构构造

采用了传统分析测试流程,即先样品按比例加入 Cu_2O ,然后置于马弗炉内,在 $1050 \sim 1060^\circ\text{C}$ 真空条件下反应制备 SO_2 ,最后上质谱仪进行测试,测试误差

均小于 $\pm 0.2\text{‰}$ 。 $\delta^{34}\text{S}$ 的相对标准为 V-CDT。

岩石化学是由中国地质科学院地球物理地球化学研究完成。样品在研磨成粉末前用去离子水清

洗。清洗后,研磨至200目以下。常量元素中的Ca采用X-射线荧光光谱法(XRF)(本次分析中未测 SiO_2),Hg和As为原子荧光光谱法(CV-AFS),其它常量、微量元素和稀土元素用等离子体质谱法(ICP-MS)和等离子体光谱法(ICP-OES)测定。采用标样为GSD-5,6,13,常量元素分析误差小于0.1%,微量元素的分析误差(包括稀土)在 $\pm 1 \times 10^{-6}$ 。

流体包裹体分析是在中国石化石油勘探开发研究院无锡石油地质研究所测试中心完成。利用与Leica显微镜相连的LinkamTHMSG2600型冷热台进行测试。在温度校正后,开始升温速率为 $5 \sim 10^\circ\text{C}/\text{min}$,当包裹体中气泡变小,接近均一时,升温速率为 $1^\circ\text{C}/\text{min}$ 。

3 分析结果

3.1 阴极发光

薄片观察及阴极发光有以下特征,含棘皮类泥晶灰岩不发光或较弱的暗橙黄红色光(图4a,b);钙华(样品YJK-004和YJK-005+1)一般均发中等橙黄色光(图4c,d和图4e,f)或发暗橙黄色光(图4k,l);而裂隙

及孔洞中的粗晶或巨晶方解石均不发光(图4g,h和图4k,l),但沿巨晶方解石的微裂隙发中等橙黄色光(图4i,j),总体反映了大气水作用的产物特征。

3.2 碳、氧与硫同位素

氧、碳同位素已在高精度地层对比、气候短期变化、流体来源、水-岩反应等地质过程判识中得到广泛运用。碳同位素有两种主要来源,一是氧化环境下的较重 $\delta^{13}\text{C}$;二是生物有机质还原条件下由新陈代谢产生的较低 $\delta^{13}\text{C}$,有机来源 CO_2 中的 C_{13} 较贫乏($\delta^{13}\text{C} = -16\text{‰} \sim -25\text{‰}$)。海相碳酸盐岩中的 $\delta^{13}\text{C}$ 主要反映了非有机溶解的碳源,温度变化影响较小,而与产率、大洋循环、风化作用及外来的碳源等有关。成岩过程中 $\delta^{13}\text{C}$ 趋于减小、其相同的变化值所需的水/岩比要比氧同位素要高(大)得多^[21-24]。氧同位素变化的影响因素包括同位素分馏、温度(季节变化)、交换反应和成岩改造等。但全球古生代海相碳酸盐岩氧同位素变化范围较为一致,与地质时代、古地理格局、古生物群落和格架矿物类型无关。

氧、碳同位素分析结果表明(表1;图5):中奥

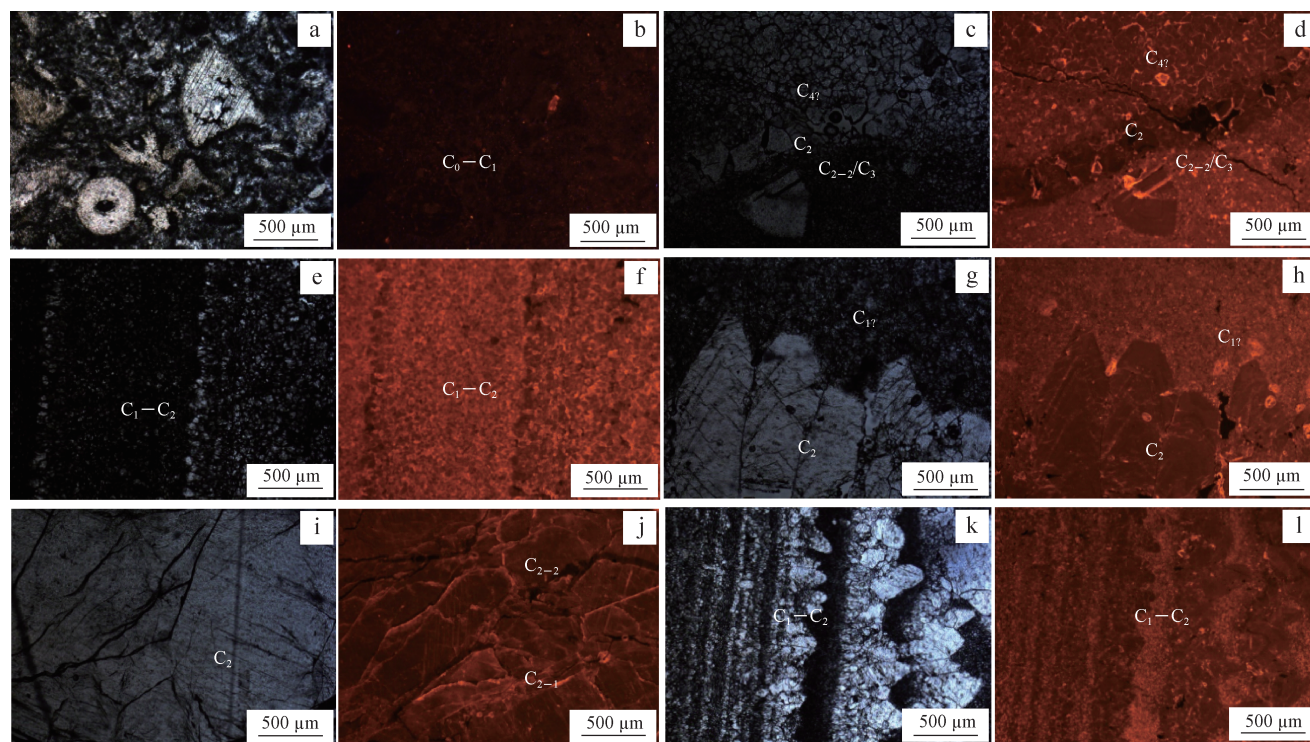


图4 羊吉坎剖面中大湾沟组灰岩及岩溶产物镜下及阴极发光特征

Fig. 4 Dawangou Formation limestones and cathodoluminescence features of karst products under microscopes at Yangjikan section

a, b. 样品 YJK-001, 含棘皮泥晶灰岩不发光或较弱的暗橙黄红色光, 后期裂隙方解石也不发光(大气水岩溶); c, d. 样品 YJK-004, 条带状中细晶及不规则六方柱状以及环带或玛瑙状纹层方解石均不发光, 一开启微缝也不发光, 少量不规则方解石颗粒发暗橙黄红色光; e, f. 样品 YJK-005+1, 条带状钙华发中等橙黄红色光, 微细方解石不发光; g, h. 样品 YJK-005, 三方或假六方的方解石(环带)均不发光, 钙华发中等橙黄红色光; i, j. 样品 YJK-006, 方解石粗晶不发光, 不规则裂隙(或裂纹)充填物发中等橙黄红色光; k, l. 样品 YJK-008, 条带状钙华发暗橙黄红色光, 条带状中粗晶方解石不发光

表 1 塔里木盆地柯坪 – 羊吉坎剖面中大湾沟组灰岩及岩溶产物的碳、氧及硫同位素值
Table 1 $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$, $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$ and $\delta^{34}\text{S}(\text{V-CDT})$ for limestones and karst products of the Dawangou Formation at Yangjikan section

样品号	岩性	$\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})/\text{‰}$	$\delta^{34}\text{S}(\text{V-CDT})/\text{‰}$	样品号	岩性	$\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})/\text{‰}$	$\delta^{34}\text{S}(\text{V-CDT})/\text{‰}$
YJK-001	泥晶生屑灰岩	-0.7	-6.3		YJK-005-④	裂隙方解石 4	-2.9	-12.6	
YJK-002	钙华	-3.5	-13.1	-0.7	YJK-005+1	巨粗晶方解石	-2.9	-12.5	-3.0
YJK-003-①	巨粗晶方解石 1	-2.2	-10.6		YJK-006-①	钙华	-1.9	-10.5	
YJK-003-②	巨粗晶方解石 2	-2.2	-10.0	-3.5	YJK-006-②	长柱状方解石	-3.2	-13.5	
YJK-004-①	钙华 1	-3.0	-13.7		YJK-006+1	钙华	-2.9	-11.6	-2.2
YJK-004-②	长柱状方解石 2	-2.2	-10.8	-2.2	YJK-007	基岩	-0.7	-5.9	
YJK-005-①	钙华 1	-3.0	-13.7		YJK-008	钙华	-2.6	-11.4	-3.0
YJK-005-②	层状钙华 2	-3.2	-13.4		YJK-010-①	钙华 1	-2.8	-11.0	
YJK-005-③	纹层钙华 3	-3.3	-13.6	-2.2	YJK-010-②	含方解石砂 2	-2.7	-10.7	-3.2

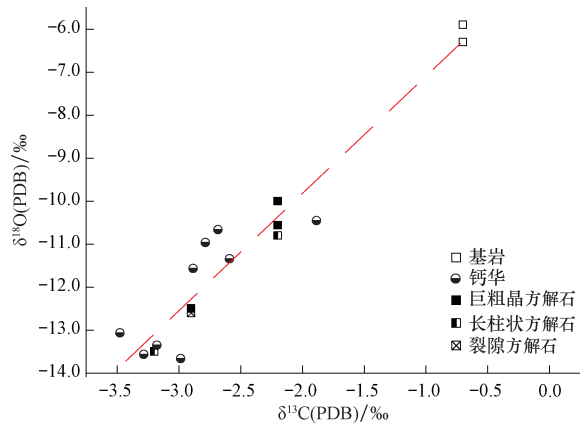


图 5 羊吉坎剖面中大湾沟组灰岩及岩溶产物的碳、氧同位素值

Fig. 5 $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ and $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$ for limestones and karst products of the Dawangou Formation at Yangjikan section

陶统大湾沟组灰岩中, $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ 平均为 -0.7‰ ($-0.7\text{‰} \sim -0.7\text{‰}$), $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$ 平均为 -6.1‰ ($-6.3\text{‰} \sim -5.9\text{‰}$, $n=2$ 件); 钙华中的 $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ 平均为 -2.89‰ ($-3.3\text{‰} \sim -1.9\text{‰}$), $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$ 平均为 -12.27‰ ($-13.7\text{‰} \sim -10.5\text{‰}$, $n=10$ 件); 巨粗晶方解石的 $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ 平均为 -2.43‰ ($-2.9\text{‰} \sim -2.2\text{‰}$), $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$ 平均为 -11.03‰ ($-12.5\text{‰} \sim -10.0\text{‰}$, $n=3$ 件); (长)柱面的偏三角面体的方解石 $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ 平均为 -2.70‰ ($-3.2\text{‰} \sim -2.2\text{‰}$), $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$ 平均为 -12.15‰ ($-13.5\text{‰} \sim -10.8\text{‰}$, $n=2$ 件); 裂隙中的方解石 $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ 为 -2.9‰ , $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$ 为 -12.6‰ 。后者主要为大气水岩溶作用环境。从钙华以及缝洞中方解石 $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ 和 $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$ 呈较好线性关系, 进一步表明了大气水岩溶作用的特征。

从剖面中的钙华中的 $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ 和 $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$ 变化曲线可见(图 3b): ①具有一定沉积厚度连续沉

积的钙华中的 $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ 和 $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$ 中负偏现象较为明显; $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB}) = -3.5\text{‰} \sim -3.0\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB}) = -13.7\text{‰} \sim -13.1\text{‰}$, 相对较低(样品 YJK-002, YJK-004-①, YJK-005-①和 YJK-005-③), 向上为层间或厚度小钙华碳氧同素值增加; $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB}) = -2.9\text{‰} \sim -2.6\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB}) = -11.6\text{‰} \sim -11.0\text{‰}$ (样品 YJK-006+1, YJK-008, YJK-010-①), 可能反映了中期相对较充沛的水量(水动力)及相对潮湿的气候条件, 逐渐向水动力弱或半潮湿转变; ②缝洞中的巨粗晶或长柱状方解石 $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ 变化趋势基本上与同深度的钙华相似, 但 $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$ 值变化截然不同, 向上的负偏明显增加, 也反映了早、中期风化强度、大气淡水作用强, 与钙华形成时代或环境有所差异。因此, 无论是钙华或缝洞方解石的稳定同位素均与岩溶作用水动力、大气水流体化学性质及其演化关系密切, 可作为水动力及岩溶强度有效指示参考参数之一。

对于硫同位素, 柯坪 – 羊吉坎剖面中的大湾沟组岩溶产物中的 $\delta^{34}\text{S}(\text{V-CDT})$ 变化不大, $\delta^{34}\text{S}(\text{V-CDT}) = -3.5\text{‰} \sim -0.7\text{‰}$, 远低于古生代海相碳酸盐岩和现代海水平均值(20‰), 也低于还原条件下的静海中的一般沉积物($<10\text{‰}$), 同样低于早古生代中含硫化物的碳酸盐岩或含生物成因的黄铁矿相对较低的 $\delta^{34}\text{S}(\text{V-CDT})$ 。从连续沉积至较小规模的钙华, 其 $\delta^{34}\text{S}(\text{V-CDT})$ 逐渐减小, 反映了成岩环境中的 Eh 升高、从巨晶方解石(-3.5‰)至长柱状方解石中 $\delta^{34}\text{S}(\text{V-CDT})$ ($-3.0\text{‰} \sim -2.2\text{‰}$) 逐渐增加, 反映其沉积环境中的氧化程度逐渐提高(表 1; 图 6)

3.3 元素地球化学

早古生代基岩、钙华及缝洞方解石的常量元素、微

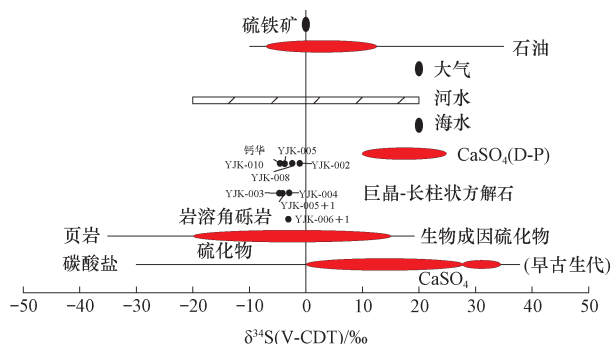


图6 塔里木盆地羊吉坎剖面中奥陶统大湾沟组中岩溶产物的硫同位素值

Fig. 6 $\delta^{34}\text{S}(\text{V}-\text{CDT})$ for karst products of the Dawangou Formation at Yangjikan section

量元素和稀土元素特征及比值见表2。

1) 常量元素

由表2及图7a,图7c可见:①3件钙华样品与中奥陶统大湾沟组中灰岩相比,反映粘土含量的 Al_2O_3 较低、但变化较大,从0.04%~2.00%(平均为0.70%);反映沉积环境或成岩作用的 Fe_2O_3 含量相类似,0.04%~1.15%(平均为0.41%)。一般地,铁在碳酸盐岩中丰度平均为0.38%; MnO 相对较高, $296 \times 10^{-6} \sim 737 \times 10^{-6}$ (平均为 459.7×10^{-6}),而反映碳酸盐岩主要组成的 CaO 和 MgO 分别为49.13%~56.95%(平均为54.68%)和0.28%~0.72%(平均为0.43%), $\text{Mg}/\text{Ca}=0.0060 \sim 0.0174$ (平均为0.0098),反映了 CaO 含量增加、 MgO 相对降低,反映盐度的 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 为0.06%~1.17%(平均为0.44%)相对较低;反映有机体作用的P相对较高, $40.0 \times 10^{-6} \sim 133.5 \times 10^{-6}$ (平均为 71.22×10^{-6});②4件缝洞中的长柱状及巨粗晶方解石中的常量组成:粘土含量的 Al_2O_3 极低、但变化较大,从0.01%~0.93%(平均为0.29%);反映沉积环境或成岩作用的 Fe_2O_3 含量相类似,0.05%~0.22%(平均为0.10%); MnO 含量最高, $438 \times 10^{-6} \sim 690 \times 10^{-6}$ (平均为 555.6×10^{-6}),而反映碳酸盐岩主要组成 CaO 和 MgO 分别为55.38%~57.55%(平均为57.17%)和0.21%~0.41%(平均为0.29%), $\text{Mg}/\text{Ca}=0.0044 \sim 0.0088$ (平均为0.0060), CaO 含量最高、 MgO 最低,反映盐度的 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 为0.06%~0.43%(平均为0.17%)最低;反映有机体作用的P相对较高, $56.3 \times 10^{-6} \sim 84.4 \times 10^{-6}$ (平均为 67.36×10^{-6});除了个别样品外,总体反映了岩溶作用过程中产物中的Al,Fe,Mg,K,Na以及 Mg/Ca 相对降低,而Mn,P相对富集。

2) 微量元素

由表2及图7b,图7c可见:无论是钙华或巨粗晶

及长柱状方解石中部分微量元素显示出较低的值,但变化较大,如铁族元素的Cr,造岩元素中Rb,Ba;而基本持平的有Co和Ni,Hg,Ag和V;较为富集的有中低温的金属元素Cu(钙华: $20.2 \times 10^{-6} \sim 25.5 \times 10^{-6}$,平均为 23.24×10^{-6} ;方解石: $16.9 \times 10^{-6} \sim 28.4 \times 10^{-6}$,平均为 22.06×10^{-6});Zn(钙华: $23.4 \times 10^{-6} \sim 47.9 \times 10^{-6}$,平均为 36.67×10^{-6} ;方解石: $22.0 \times 10^{-6} \sim 57.3 \times 10^{-6}$,平均为 39.73×10^{-6});①3件钙华中Sr含量相对较低、平均为 152.4×10^{-6} ($146.4 \times 10^{-6} \sim 156.4 \times 10^{-6}$),Sr/Mn极低、平均为0.39(0.21~0.53),Fe/Mn较低、平均为11.96(2.2~31.2),Sr/Ba平均为79.48(2.2~161.6);②4件缝洞中的长柱状及巨粗晶方解石中,Sr含量也相对较低、平均为 165.35×10^{-6} ($146.2 \times 10^{-6} \sim 199.7 \times 10^{-6}$),Sr/Mn极低、平均为0.31(0.24~0.41),Fe/Mn较低、平均为4.09(2.2~31.2),Sr/Ba平均为46.53(4.0~69.2)。咸化海水中具较高的Sr/Ba比值,而在大气淡水潜流带、或是重结晶或白云岩化过程中(从非化学构式至化学构式)降低较为明显。按照C. E. Jones等^[21]提出用 $\text{Mn} \leq 300 \times 10^{-6}$; $\text{Fe} \leq 3000 \times 10^{-6}$, $\text{Sr}/\text{Mn} > 2$ 等指标判定原岩组分保存状况的判断,钙华或巨粗晶及马牙-长柱状方解石均为大气水成岩改造较为强烈的岩溶产物。

3) 稀土元素

①3件钙华中:轻稀土平均为 15.98×10^{-6} ($2.3 \times 10^{-6} \sim 41.4 \times 10^{-6}$),重稀土平均为 7.01×10^{-6} ($1.5 \times 10^{-6} \sim 17.4 \times 10^{-6}$),稀土总量平均为 22.99×10^{-6} ($3.7 \times 10^{-6} \sim 58.9 \times 10^{-6}$),LREE/HREE平均为1.96(1.5~2.4), δEu 平均为0.75(0.71~0.80), δCe 平均为0.84(0.68~0.84)(表2;图7c);②4件缝洞中的方解石中:轻稀土平均为 44.94×10^{-6} ($7.0 \times 10^{-6} \sim 123.9 \times 10^{-6}$),重稀土平均为 22.76×10^{-6} ($6.4 \times 10^{-6} \sim 54.7 \times 10^{-6}$),稀土总量平均为 67.69×10^{-6} ($13.3 \times 10^{-6} \sim 178.6 \times 10^{-6}$),LREE/HREE平均为1.71(1.1~2.3); δEu 平均为0.72(0.63~0.77), δCe 平均为0.67(0.63~0.74)。综上所述,与基岩相比,既有稀土总量较低的钙华(YJK-010-①、②)或粗巨晶方解石(样品YJK-003-①、样品YJK-004-②),也有相对较高的钙华(样品YJK-002)或粗巨晶方解石(样品YJK-005+1、样品YJK-006-②)。除了钙华(YJK-002)或粗巨晶方解石(样品YJK-005+1)弱正铈外,其他样品与北美平均页岩成分(NASC)和澳大利亚太古代后页岩(PAAS)^[25]类似,大多呈“弱正铈负钕”的“帽型”配分模式(图8),反映其一定的继承性。

表2 塔里木盆地柯坪-羊吉坎剖面中大湾沟组中灰岩及岩溶产物中的元素地球化学分析数据及其比值

Table 2 Geochemical data for limestones and karst products, as well as their ratios in the Dawangou Formation at Yangjikan section

	样品号	YJK-001 (01-2 _y)	YJK-010-①	YJK-010-②	YJK-002	YJK003-①	YJK004-②	YJK-005+1	YJK-006-②
	距剖面底 距离/cm	25	80	85	120	140	145	162	170
	岩性	泥晶灰岩	钙华1	钙华2	钙华	巨晶方解石	柱状方解石2	巨晶方解石	长柱状方解石
常量元素 含量/%	Al ₂ O ₃	0.51	2.00	0.04	0.05	0.05	0.01	0.93	0.15
	Fe ₂ O ₃	0.23	1.15	0.04	0.04	0.05	0.08	0.22	0.05
	MgO	0.49	0.72	0.29	0.28	0.22	0.21	0.41	0.32
	CaO	56.11	49.13	57.96	56.95	59.23	56.52	55.38	57.55
	Na ₂ O	0.12	0.53	0.03	0.04	0.04	0.03	0.09	0.04
	K ₂ O	0.19	0.64	0.03	0.04	0.04	0.03	0.34	0.07
微量元素 和稀土元 素含量/ (μg·g ⁻¹)	MnO	72.00	737.00	296.00	346.00	606.00	690.00	438.00	488.00
	TiO ₂	167.00	1418.00	13.00	15.00	29.00	11.00	325.00	62.00
	P	20.00	133.50	40.00	40.10	51.30	77.50	56.30	84.40
	Li	16.80	22.40	15.80	15.40	15.50	15.40	18.10	15.80
	Rb	6.50	27.30	0.60	0.70	0.80	0.60	13.90	2.30
	Sr	359.60	154.50	156.40	146.40	146.20	164.30	151.20	199.70
	Ga	1.10	3.30	0.20	0.20	0.30	0.50	1.50	0.40
	Ba	7.60	69.40	2.10	0.90	2.30	2.40	37.90	4.00
	Cr	4.60	13.50	0.60	0.50	0.60	1.50	4.90	1.30
	V	4.90	26.80	4.80	3.10	3.50	3.90	7.20	6.10
	Co	1.00	3.20	0.80	0.90	0.90	0.80	1.50	0.90
	Ni	7.70	14.20	7.20	7.40	6.90	7.00	8.20	9.60
	Cu	8.80	25.50	20.20	23.90	28.40	22.40	16.90	20.50
	Zn	9.60	23.40	38.70	47.90	57.30	41.00	22.80	37.80
	Hg	4.70	4.70	2.70	1.70	2.70	4.70	2.20	1.70
	Ag	22.90	52.50	30.50	15.90	24.70	30.80	26.90	19.20
	Pb	2.00	3.70	0.90	1.00	1.10	1.30	1.70	1.10
	U	2.70	6.80	2.10	1.10	2.20	1.70	7.20	10.00
	La	4.31	10.22	1.27	0.66	10.20	39.92	3.74	2.14
	Ce	6.23	18.04	1.74	0.90	13.63	49.16	5.65	2.65
	Pr	0.92	2.32	0.22	0.12	1.84	6.02	0.73	0.35
	Nd	3.47	8.60	0.81	0.46	7.57	23.34	2.79	1.42
	Sm	0.71	1.78	0.16	0.09	1.59	4.29	0.58	0.31
	Eu	0.14	0.48	0.04	0.02	0.45	1.15	0.15	0.07
	Gd	0.67	1.84	0.18	0.11	1.95	5.06	0.64	0.42
	Tb	0.11	0.32	0.03	0.02	0.33	0.83	0.11	0.07
	Dy	0.63	1.86	0.19	0.12	2.04	4.97	0.70	0.44
	Ho	0.13	0.35	0.04	0.03	0.43	0.97	0.14	0.09
	Er	0.36	0.91	0.10	0.06	1.09	2.52	0.36	0.24
	Tm	0.06	0.14	0.01	0.01	0.17	0.36	0.06	0.03
	Yb	0.37	0.89	0.09	0.05	0.97	2.26	0.37	0.16
	Lu	0.06	0.14	0.01	0.01	0.15	0.34	0.05	0.02
	Y	4.35	10.98	1.48	1.07	15.86	37.42	4.52	4.89
	LREE	15.80	41.40	4.20	2.30	35.30	123.90	13.60	7.00
	HREE	6.70	17.40	2.10	1.50	23.00	54.70	6.90	6.40
	ΣREE	22.50	58.90	6.40	3.70	58.30	178.60	20.60	13.30
元素含量比	L/H	2.30	2.40	2.00	1.50	1.50	2.30	2.00	1.10
	δEu	0.62	0.80	0.74	0.71	0.77	0.75	0.73	0.63
	δCe	0.69	0.84	0.71	0.68	0.66	0.65	0.74	0.63
	Mg/Ca	0.010 4	0.017 4	0.006	0.006	0.004 5	0.004 4	0.008 8	0.006 5
	Sr/Ba	47.50	2.20	74.70	161.60	63.10	69.20	4.00	49.80
	Sr/Mn	4.97	0.21	0.53	0.42	0.24	0.24	0.35	0.41
	Fe/Mn	62.80	31.20	2.60	2.20	1.70	2.30	10.20	2.20

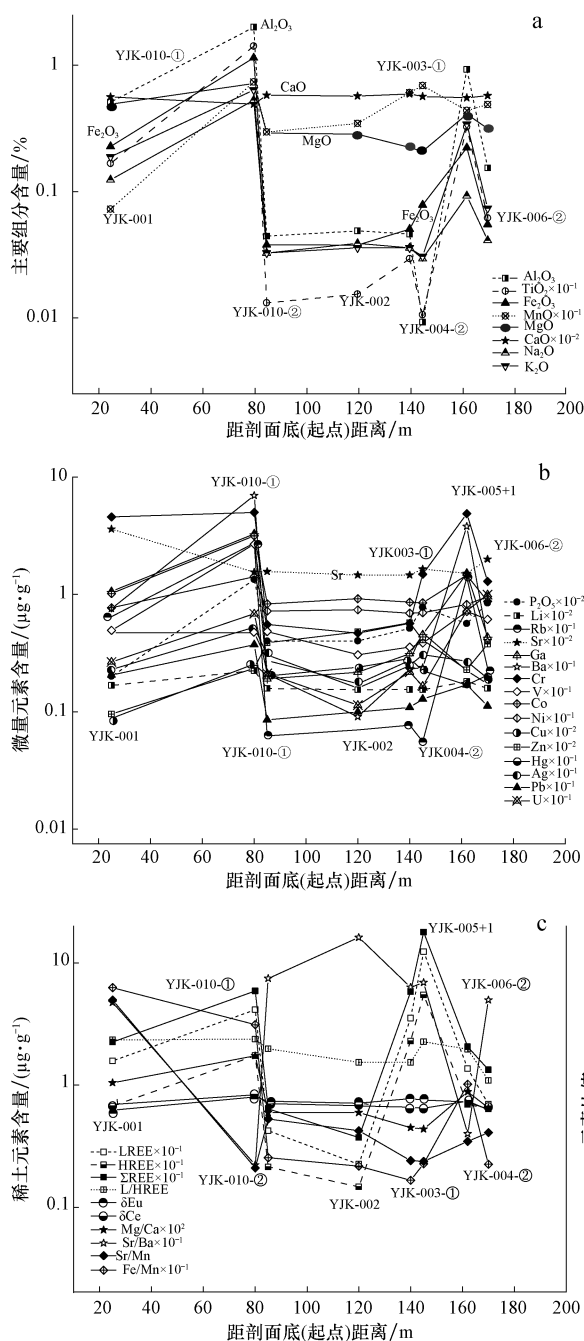


图7 羊吉坎剖面中大湾沟组灰岩、缝洞中的钙华和方解石中常量元素(a)、微量元素(b)含量比值及稀土总量(c)含量变化

Fig. 7 Variations of macro(a)-and micro(b)-elements, macro-microelement ratios, and total rare earth (c) in the limestones and calcareoustufas-calcites in fractures and caverns in the Dawangou Formation, Yangjikan section

3.4 流体包裹体

长柱的偏三角面体-巨粗晶粒状方解石中的流体包裹体特征为:以液相包裹体为主,一般为5~10 μm,最大者为12 μm左右,椭圆、圆形、水滴形为主,次之

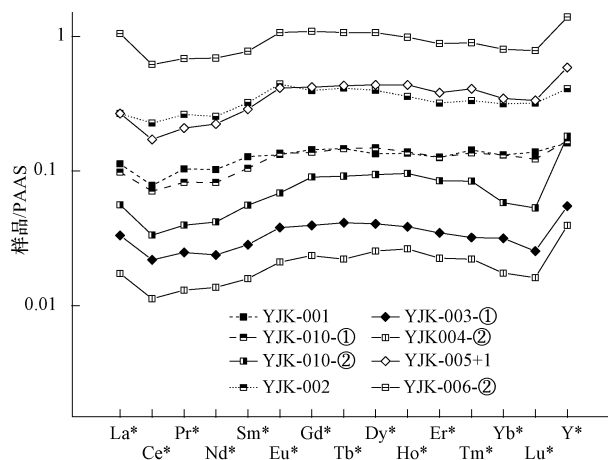


图8 羊吉坎剖面中大湾沟组灰岩、缝洞中钙华及方解石配分样式

Fig. 8 The distribution pattern of limestones, calcareoustufas-calcites in caverns and fractures of the Dawangou Formation at Yangjikan section

为柱状至不规则状。按类型可分为一大类二种类型,即盐水流体包裹体中的单相盐水溶液包体(WL)、气液两相盐水溶液包体(WL+V),后者仅见到2个,反映了低温流体包裹体的特征,间接指示了大气水岩溶特征(图9)。

3.5 岩溶作用特征综述

综上所述,羊吉坎剖面中的受断弯褶皱控制的大湾沟组灰岩中缝洞体具有典型的岩溶作用(喀斯特)特征,主要包括为发育岩溶角砾岩、钙华、不同大小的岩溶缝洞体等,其主要充填物(钙华)或长柱状巨粗晶方解石发暗橙黄红-不发光;与围岩相比,其 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB), $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) 偏负明显、且呈线性相关,其 $\delta^{34}\text{S}$ (V-CDT) 明显负偏、指示的氧化程度增高;无论是常量中Al, Fe, Mg, K和Na等元素或微量中Sr, Rb, Ba, 稀土总量以及Sr/Ba等相对低,但Cu和Zn等相对较高,指示风化及氧化环境;马牙状-栉壳状、长柱状的巨粗晶的方解石仅发育以液相为特征的低温大气水环境下包裹体特征。

上述以水-岩作用下溶蚀-充填为主的喀斯特作用以及缝洞体的形成,与前述的断褶作用有何联系是本文探索其机理的主要组成部分,其地质依据是自然界的物理力学(破裂)过程往往与化学过程相伴生或先于后者发生。设定初始的断裂相关褶皱是形成的层间脱空作用是上述特殊缝洞体形成的前提条件,通过数值模拟推测早期的孔缝结构对现今缝洞体形成与发育的影响、进而阐明其演化过程。

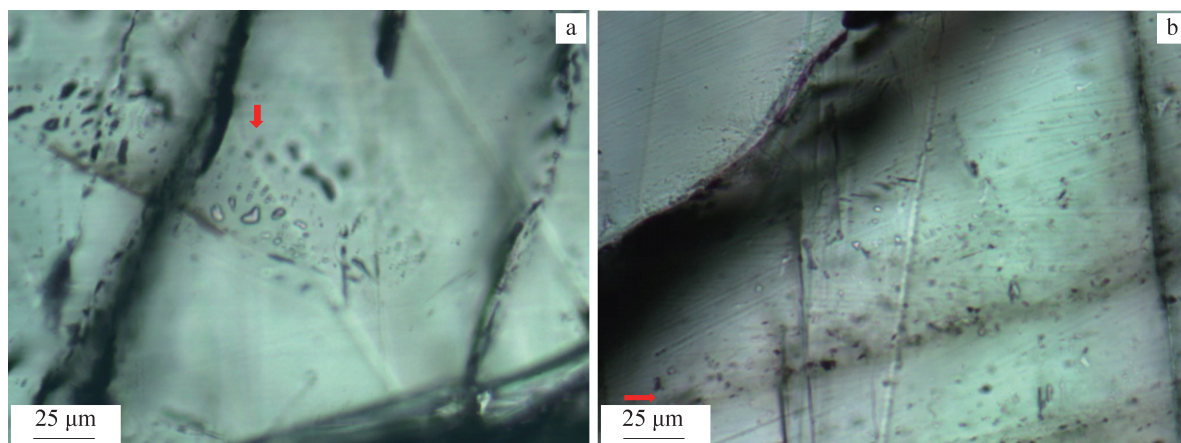


图9 长柱状-巨粗晶方解石中纯液相的流体包裹体(红色箭头所指)

Fig. 9 Photomicrographs showing occurrences of fluid inclusions in columnar and giant coarse-grain calcites (pointed with red arrow)

a. 样品 YJK-006; b. 样品 YJK-006 + 1

4 断弯褶皱-脱空的数值模拟

断层相关裂隙空间是存在于断层面附近、由断层相关褶皱构造作用引起的全部碎裂空间,是脱空空间分散的表现。通过设定断弯褶皱的构造地质条件,建立断层相关裂隙空间与断面脱空空间的置换模型,推导出利用断层倾角、断距、褶皱弯曲度、地层刚性强度、厚度等参数定量计算断层脱空空间的公式,开发出VSD技术软件,并在塔中奥陶系碳酸盐岩裂缝性储层预测中进行成功的应用^[26-28]。

羊吉坎剖面中断弯褶皱主体是由力学上相对强硬的层状中厚层灰岩构成,其上、下相对中强-软弱层的中薄层的含生屑泥晶灰岩。现今岩溶体的顶、底板由于强烈逆冲作用,还发育了若干的伴生、派生小断层(图2)。这些小断层同样会对能干层产生机械破坏作用。

本次构造建模仅模拟岩溶作用前的中厚层能干层的断褶作用。构造建模和地层建模所需的产状,依据实测数据及地质剖面中的软件数值化获得。建模主要参数如下:断层产状 $325^{\circ}\angle 31^{\circ}$ 、逆冲断距1.5 m,褶皱弯曲度可通过软件数值化获得。丁原辰等^[29]估算的塔里木盆地北部的新生代二幕构造分别为49.4 MPa和88.8 MPa,有效最大主应力值采用80 MPa,其它岩石力学参数参照文献^[27],能干层厚度2 m。

多次精细处理后的建模数据,调用VSD软件计算。计算结果表明:断裂上、下盘断弯褶皱前翼脱空空间最大,孔隙度最高可达3%以上,上盘断弯褶皱后翼脱空空间相对较小,最大可达0.6%左右(图3a),并在上盘形成一条孔隙度0.2%~0.5%脱空通道(图10b)。

5 断弯褶皱-大气水岩溶形成过程

众所周知,岩溶动力系统控制了岩溶形成演化,它是以碳、水、钙循环为主物质、能量传输和转换系统,是在一种三相不平衡的开放系统中,固相是碳酸盐岩为主的岩相及孔缝网络构成,液相是 Ca^{2+} (Mg^{2+}), HCO_3^- , CO_3^{2-} , H^+ 和溶解 CO_2 为主要成分的水流;气相为含有 CO_2 为主的气体^[30-33]。对羊吉坎剖面的大湾沟组灰岩缝洞体能否在喜马拉雅期以来形成是一个有争议的问题,问题关键是对气候、时间以及过程的再认识问题。

5.1 喜马拉雅运动与第四纪气候条件

喜马拉雅运动可以分为早、中、晚3期,分别对应于始新世晚期、古近纪与新近纪之间、新近纪与第四纪之间构造活动^[34]。天山在中新世以来(23 Ma)或距今25 Ma发生强烈构造挤压隆升,发育了大量东西向的逆冲-走滑断裂带和背斜构造。位于南侧的东西向构造的东秋里塔格背斜北翼的褶皱-隐伏断层,利用热释光确定的年龄为距今 $25\ 100\ \text{a} \pm 1\ 900\ \text{a} \sim 2\ 669\ \text{a} \pm 102\ \text{a}$ ^[35]。

在第四纪的2.5 Ma内,由多个冰期和多个间冰期组成(5次寒冷和4次温暖期),时间尺度均在0.1 Ma左右,显著变冷为玉木(大理)冰期,规模最大为里期(庐山)冰期,间冰期最显著为民德-里期(大姑-庐山)间冰期,距今约为680~370 ka^[36]。由于青藏高原隆升,不仅通过增强冬季亚洲高压(西伯利亚高压)使冬季风增强,使东亚季风区冰期气候更加干燥寒冷,而且还可以通过增强夏季亚洲低压,使夏季风增强、间冰

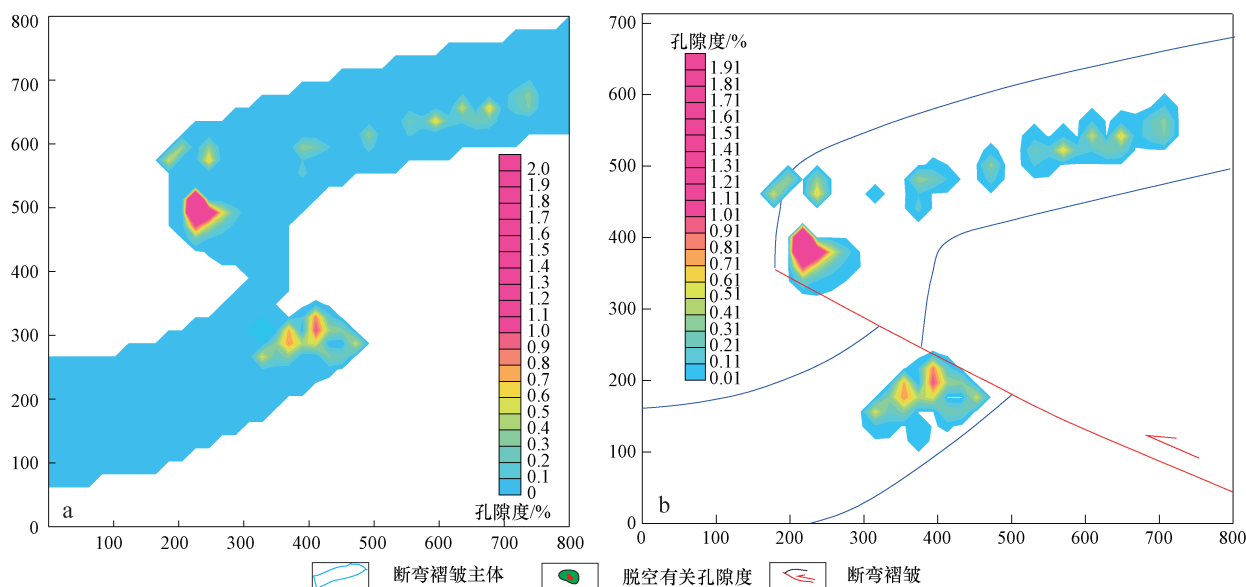


图10 羊吉坎剖面中脱空空间 VSD 模拟计算结果(a)及能干层在断弯褶皱变形中的脱空空间展布(b)

Fig. 10 Disengaging space based on VSD(a) and its distribution of competent layers in the disengaging space of a fault-bend fold(b) at Yangjikan section

期气候可能更加温暖湿润^[37]。

5.2 孔隙形成及时间估算

若将以多层由中厚层组成的“强干层”断弯褶皱变形的主体,即如图2所示,其高(长)为153~213 cm,其溶蚀充填高(长)(钙华)为75~80 cm,未充填(有效)的高(长)(钙华)为40~60 cm,初步估算的充填率为37.6%~49%,现今有效空洞率为26.14%~28.17%。而由断弯褶皱变形中的产生脱空的0.2%~0.5%孔隙率,仅占目前有效空洞率的1/50~1/100,虽然微不足道,但起了“溶蚀前锋的通道”或“涌流-管涌”触发器的功能,变形中的中厚层碳酸盐岩(灰岩)能干层中的孔隙相对发育带及裂隙带所构成的网络,可能是强烈的大气水作用下产生巨型岩溶缝洞体发育的主要载体。

若以溶洞的主体为基岩,即溶洞高(长)为140 cm(钙华+空洞),按外源水对灰岩的侵蚀速率在 10^{-7} mmol/cm²·s 数量级(约1 000 mm/ka)初步估算^[30],形成主体洞穴的时间约为14 ka,但进一步考虑了:①褶皱脱空形成呈层状的高孔隙层、网络状纵张微裂隙等强干层结构;②褶皱形成的枢纽带可形成局部地形陡坎,加快流动速度;③已有岩溶角砾岩、呈平行层状的钙华沉积等揭示存在较强或变化的水动力条件;④钙华沉积或缝洞方解石中的相对负偏的碳、氧同位素揭示可能存在较潮湿或变化的气候条件,均揭示了短期内流速快, $[Ca^{2+}]$ 和 $[HCO_3^-]$ 降低更快,溶解或

沉积速率也更大;可能比刘再华^[30~31]提供的“流速较快的边石坝处的方解石沉积速率是其附近水池内的2~5倍”更大,进一步推测,可能在<5 ka年内形成。但考虑到中新统西北地区的气候条件,更可能是在相对较长一些时间内,跨越一个温暖潮湿期至相对干旱期完成,如图1钙华的碳、氧及硫同位素变化所揭示的变化过程。因此,由气候和地貌条件影响下水动力仍然是最关键因素。

5.3 形成过程及演化推断

根据对柯坪-羊吉坎大湾沟组碳酸盐岩岩溶剖面的结构分析、岩溶充填物的岩石学及地球化学分析认为:形成现今的未充填的洞穴、岩溶角砾带和不同类型的钙华及长柱状-马牙状结晶方解石为主的岩溶景观及其岩溶分带可简化为以下地质与地球化学过程(图11)。

1) 喜马拉雅期构造挤压形成了轴面向NW倾的不等称的斜歪背斜(东北翼稍陡、西北翼平缓),沿轴部或翼部的断裂-裂隙以及沿层面挤压-滑脱变形,形成了脱空层或裂隙带,为大气水向下渗流或季节性山洪-河流的层流创造了条件。

2) 由于大气水中不断补充的CO₂在河流-气界面的传输(洞穴溪流为1 mm/a,裸露灰岩为0.03 mm/a);在富含CO₂水与碳酸盐岩围岩形成了扩散边界层DBL,在开放的三相不平衡的开放系统中^[30],沿轴部(枢纽带)或滑脱层、翼部的断裂-裂隙

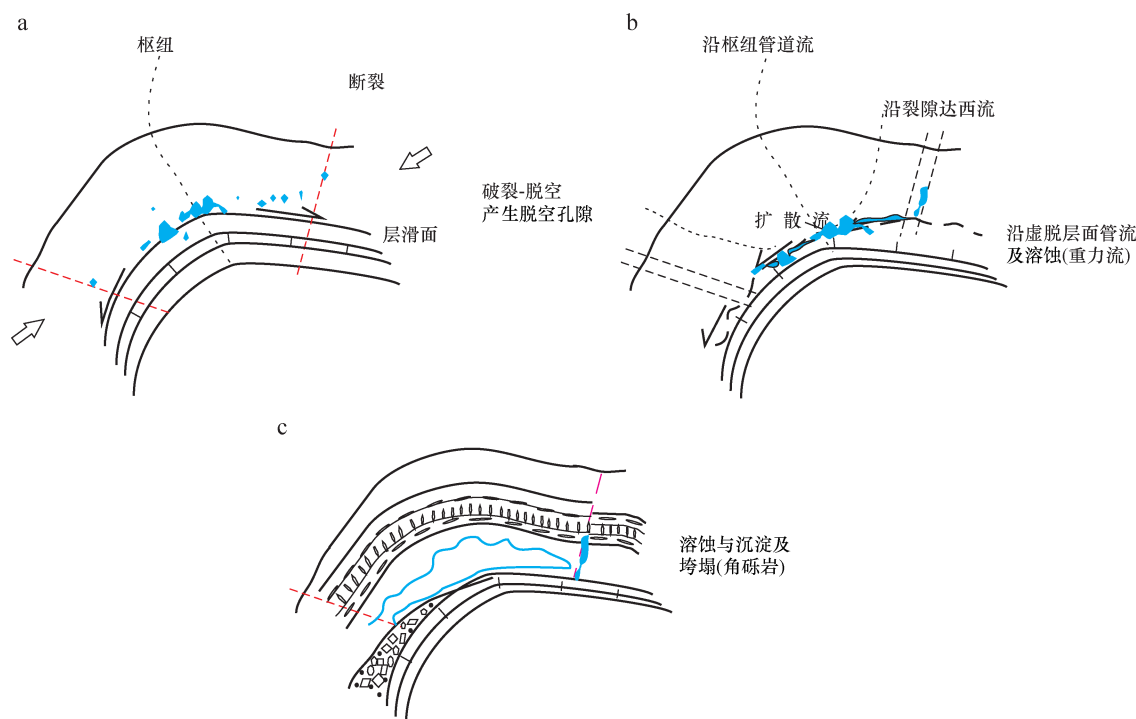


图 11 与挤压褶皱-层间滑脱脱空-大气水溶蚀作用有关的喜马拉雅中晚期的岩溶模式(图例见图 2b)

Fig. 11 Karst model of the middle and late Himalayan movement, associated with fault-bend fold, interlayer disengaging void, and meteoric water dissolution at Yangjikan section (see Fig. 2b for the legend)

- a. 挤压褶皱-横张裂隙-层间滑脱沿枢纽管道流; b. 大气降水-季节性河流沿轴部或翼部脱空间层发生富 CO_2 的溶蚀作用;
c. 岩溶角砾岩-层状钙化(钙质包壳-豆荚-海绵-砂糖状)-巨晶马牙状方解石发生的韵律沉淀

带及发生碳酸盐岩的溶解作用,早期可能以孔隙的弥漫流-达西流为主,由于虹吸效应,很快进入与褶皱层面近平行的“相对高的孔渗”发生溶蚀-管流;

3) 在开放体系中、温湿气候下,由于大量大气水不断侵蚀与溶解作用,在相对干旱气候下(或冬秋),水动力相对稳定期间或在紊流条件下碳酸钙接近于饱和状态。由于成核多、生长快、分别形成了细粒的钙质包壳、豆荚状、海绵状、层状或砂糖状的钙华,构成了较为稳定的管状壁;在更为稳定缓慢的层流或管流条件下,或自形、长柱状-马牙状结晶方解石分别从壁边向中心生长,两者构成韵律层。由于褶皱隆升,大气水潜流面的向下移动,类似于“河流向下侵蚀-形成阶地”,导致部分孔洞的上覆岩层发生破碎、坍塌并被流水改造形成了“岩溶角砾岩”。因此,即自下而上溶蚀充填物时代愈新,直至位于潜水面以上,溶蚀减弱,干洞穴部分得以保存,气候-水动力条件、流体-岩石作用中的温度和二氧化碳分压等因素控制上述岩溶过程。

6 结论

1) 柯坪羊吉坎碳酸盐岩岩溶剖面发育了较弱岩

溶改造带、岩溶角砾岩带、洞穴及钙华沉积物或缝洞方解石等,均为典型的大气水岩溶作用的产物。

2) 钙华沉积物中的碳、氧同位素负偏程度、 $\delta^{34}\text{S}$ (V-CDT) 自上而下增强,揭示了早期半潮湿-干旱-中期或中晚期相对潮湿、较充沛的水量(水动力)至现今半潮湿-干旱气候。

3) 自上而下的缝洞方解石碳、氧同位素负偏、 $\delta^{34}\text{S}$ (V-CDT) 减弱、反映陆源 Al_2O_3 等减小,反映出晚期风化程度以及氧化程度减弱;与钙华一样,其碳、氧等稳定同位素可作为水动力强度或岩溶作用强度有效指示参数之一。

4) 从钙华、巨粗晶粒状方解石至发育(长)柱面的偏三角面体聚形方解石等产物中的 Al_2O_3 , FeO , MgO , K_2O , Na_2O 以及 Mg/Ca 相对降低,而 MnO 和 P_2O_5 相对富集; Sr , Sr/Mn , Fe/Mn , Sr/Ba 比基岩均较低,多呈“弱正铈负钕”的“帽型”配分模式,后者以单相盐水溶液包体为主,主要反映了大气水的岩溶作用。

5) 相比大气水的溶蚀作用,断弯褶皱变形中的脱空 0.2%~0.5% 的孔隙率,虽然仅占目前有效空洞率 1/50~1/100,但具有“溶蚀(前锋)的通道”或具有“涌流-管涌”触发器的功能;羊吉坎剖面的 1.5~2.0 m 高度大小的溶洞体,在潮湿气候、较强的水动力条件

下,可在小于5 ka年内形成,而在相对干旱期间,则需要更长时间形成。

参 考 文 献

- [1] Charles K. Karst-controlled reservoir heterogeneity in Ellenburger Group carbonates of West Texas[J]. AAPG Bulletin, 1988, 72(10): 1160–1183.
- [2] Budd D A, Saller A H, Harris P M. Unconformities and porosity in carbonate strata[J]. AAPG Memoir 1995, 63(1): 35–123.
- [3] Robert G, Loucks. Paleocave carbonate reservoir: Origins, burial depth modifications, spatial complexity, and reservoir implications [J]. AAPG Bulletin, 1999, 83(11): 1795–1834.
- [4] Moore C H. Carbonate reservoirs porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework [M]. Amsterdam: Elsevier Science, 2001: 1–234.
- [5] Steven J S, Knauth L P. The middle proterozoic mesal paleokarst, central Arizona, U. S. A. : Karst development, silicification, and cave deposits [J]. Journal of Sedimentary Research, 2007, 77(12): 1046–1062.
- [6] Frédéric Amour, Maria Mutti, Nicolas Christ, et al. Outcrop analog for an oolitic carbonate ramp reservoir: A scale-dependent geologic modeling approach based on stratigraphic hierarchy [J]. AAPG Bulletin, 2013, 97(5): 845–871.
- [7] Purdy E G, Waltham D. Reservoir implications of modern karst topography[J]. AAPG Bulletin, 1999, 83(11): 1774–1794.
- [8] Sean A Guidry, Mark grasmueck, Daniel G Capenter, et al. Karst and early fracture networks in carbonates, turks and Caicos island, British West Indies[J]. Journal of Sedimentary Research, 2007: 508–524.
- [9] Eduard Kosa, David W Hunt. Heterogeneity in fill and properties of Karst-Modified syndepositional faults and fractures: Upper Permian capitan platform, New Mexico, U. S. A. [J]. Journal of Sedimentary Research, 2006, 76: 131–151.
- [10] Julia F W Gale, Leonel A. Gomez. Late opening-mode fractures in karst-brecciated dolostones of the Lower Ordovician Ellenburger Group, west Texas: Recognition, characterization, and implications for fluid flow[J]. AAPG Bulletin, 2007, 91(7): 1005–1023.
- [11] Angela M, Robert G L, Tim D. Quantifying the origin and geometry of circular sag structures in northern Fort Worth Basin, Texas: Paleocave collapse, pull-apart fault systems, or hydrothermal alteration[J]. AAPG Bulletin, 2007, 91(9): 1295–1318.
- [12] 乔占峰, 沈安江, 邹伟宏, 等. 断裂控制的非暴露型大气水岩溶作用模式——以塔北英买2构造奥陶系碳酸盐岩储层为例[J]. 地质学报, 2011, 85(12): 2070–2082.
- [13] 淡永, 梁彬, 易连兴, 等. 现代岩溶地下河成因研究对塔北奥陶系大型岩溶缝洞体储层勘探的启示以桂林寨底岩溶地下河系统的剖析为例[J]. 海相油气地质, 2013, 20(2): 1–7.
- [14] Dan Yong, Liang Bin, Yi Lianxing, et al. Revelation of research of modern karst subterranean streamsto exploration of paleokarst fractured-caved reservoirs: An example of zhaidi underground river in guilin applied in Ordovician fractured-caved reservoirs in northern Tarim Basin [J]. Marine Origin Petroleum Geology, 2015, 20(2): 1–7.
- [15] 曲国胜, 李亦纲, 陈杰, 等. 柯坪塔格推覆构造几何学、运动学及其构造演化[J]. 地质前缘(中国地质大学, 北京), 2003, 10(特刊): 142–152.
- [16] Qu Guo sheng, Li Yigang, Chen Jie, et al. Geometry, kinematics and tectonic evolution of Kepingtage thrust system [J]. Earth Science Frontiers (China University of Geosciences, Beijing) 2003, 10 (Suppl): 142–152.
- [17] 李宝刚, 高日胜. 塔里木盆地柯坪格塔构造带南缘古溶洞特征及主控因素分析[J]. 现代地质, 2014, 28(1): 149–155.
- [18] Li Baogang, Gao Risheng. Characteristic and main controlling factors of karst caves in the Southern margin of Kepingtage tectonic belt Tarim basin. [J] Geoscience, 2010, 8(1): 149–155.
- [19] 冯海霞, 李树新, 陈冬梅, 等. 新疆西克尔地区下奥陶统鹰山组岩溶分带性研究[J]. 现代地质, 2010, 24(6): 1065–1071.
- [20] Feng Haixia, Li Shuxin, Chen Dongmei, et al. The study of karst zonation in Dawangou Formation of Lower Ordovician in Xikeer, Xinjiang [J]. Geoscience, 2010, 24(6): 1065–1071.
- [21] 刘伟, 罗平, 顾家裕, 等. 塔里木盆地西克尔地区古岩溶储层露头表征[J]. 地质学报, 2010, 84(8): 1215–1222.
- [22] Liu Wei, Luo Ping, Gu Jiayu, et al. Outcrop characteristics of paleokarst reservoir in the Xekar Area, Tarim Basin [J]. Acta Geologica Sinica, 2010, 84(8): 1215–1222.
- [23] 石书缘, 刘伟, 黄擎宇, 等. 塔里木盆地西北缘露头区奥陶系古溶洞地质建模[J]. 古地理学报, 2014, 16(6): 802–815.
- [24] Shi Shuyuan, Liu Wei, Huang Qingyu, et al. Paleocave geological modeling in the Ordovician outcrops, Northwest Tarim Basin [J]. Journal of Palaeogeography, 2014, 16(6): 802–815.
- [25] 单秀琴, 张宝民, 张静, 等. 古流体恢复及在储集层形成机理研究中的应用——以塔里木盆地奥陶系为例[J]. 石油勘探与开发, 2015, 42(3): 274–282.
- [26] Shan Xiuqin, Zhang Baomin, Zhang Jing, et al. Paleofluid restoration and its application in studies of reservoir forming: A case study of the Ordovician in Tarim Basin. NW China [J]. Petroleum Exploration and development, 2015, 42(3): 274–282.
- [27] 牛永斌, 钟建华, 王培俊, 等. 塔里木盆地西北缘奥陶系露头中的钙华特征及其石油地质意义[J]. 中国石油大学学报(自然科学版), 2011, 34(4): 25–32.
- [28] Niu Yongbin, Zhong Jianhua, Wang Peijun, et al. Tufa character and its oilgas significance of Ordovician outcrops in the northwest margin of Tarim Basin [J]. Journal of China University of Petroleum, 2010, 34(4): 25–32.
- [29] Jones C E, Jenkyns H C, Hesselbo S P. Strontium isotope in Early Jurassic seawater [J]. Geochimica Cosmochimica Acta, 1994, 58: 1285–

- 1301.
- [22] Kaufman A J, Jacobsen S B, Knoll A H. The Vendian record of Sr and C-isotopic variations in seawater; implications for tectonics and paleoclimate[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993, 120(3): 409-430.
- [23] Veizer J, Ala D, Azmy K. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater[J]. *Chem. Geol.*, 1999, 161(1): 59-88.
- [24] Christophe Lecuyer, Pascal Allemand. Modelling of the oxygen isotope evolution of seawater; Implications for the climate interpretation of $\delta^{18}\text{O}$ of marine sediments[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(3): 351-361.
- [25] McLennan SM. Rare earth elements in sedimentary rocks; Influence of provenance and sedimentary processes [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 1989, 21: 169-200
- [26] 徐国强, 刘树根, Yang Qinning, 等. 断层相关裂隙的一种定量计算方法[J]. *地质学报*, 2006, 80(2): 192-195.
- Xu Guoqiang, Liu Shugen, Yang Qinning, et al. A new method for quantitative calculating of fault fractured pore space[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2006, 80(2): 192-195.
- [27] 李小刚, 徐国强, 韩剑发, 等. 断层裂缝定量描述技术在塔中X井区良里塔格组裂缝研究中的应用[J]. *吉林大学学报: 地球科学版*, 2012, 42(2): 344-352.
- Li Xiaogang, Xu Guoqiang, Han Jianfa, et al. Application of a new method for quantitative calculating of fault-related fracture: A case study from Lianglitage Formation in Tazhong X Well Area, Tarim Basin, China[J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 2012, 42(2): 344-352.
- [28] 李小刚, 徐国强, 戚志林, 等. 断层相关裂缝定性识别: 原理与应用[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2013, 43(6): 1779-1786.
- Li Xiaogang, Xu Guoqiang, Qi Zhilin, et al. Qualitative identification of fault-related fracture (FRF): Principle and its application [J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 2013, 43(6): 1779-1786.
- [29] 丁原辰, 孔宝珊, 汪西海, 等. 塔里木盆地北部油田古应力的 AE 法测量[J]. *地质力学学报*, 1996, 2(2): 17-25.
- Ding Yuanchen, Sun Baoshan, Wang Xihai, et al. Paleostress in northern Tarim oil field estimated by AE[J]. *Journal of Geomechanics*, 1996, 2(2): 17-25.
- [30] 刘再华. 外源水对灰岩和白云岩的侵蚀速率野外试验研究—以桂林尧山为例[J]. *中国岩溶*, 2000, 19(1): 1-4.
- Liu Zaihua. Field experimental research on the corrosion kinetic of limestone and dolomite in allogenic water-Case from Yaoshan Mt., Guil in [J]. *Carsologica Sinica*, 2000, 19(1): 1-4.
- [31] 刘再华, 袁道先, 何师意, 等. 四川黄龙沟景区钙华的起源和形成机理研究[J]. *地球化学*, 2003, 32(1): 1-10.
- Liu Zaihua, Yuan Daoxian, He Shiyi, et al. Origin and forming mechanisms of travertine at Huanglong Ravine of Sichuan [J]. *Geochimica*, 2003, 32(1): 1-10.
- [32] 刘再华, 张美良, 游省易, 等. 碳酸钙沉积溪流中地球化学指标的空间分布和日变化特征: 以云南白水台为例[J]. *地球化学*, 2004, 33(3): 269-278.
- Liu Zaihua, Zhang Meiliang, You Shengyi, et al. Spatial and diurnal variations of geochemical indicators in a calcite-precipitating stream-Case study of Baishuitai, Yunnan [J]. *Geochimica*, 2004, 33(3): 269-278.
- [33] 刘再华, 戴亚南, 林玉石. 水化学和钙华碳氧稳定同位素在古环境重建中的应用—以贵州荔波小七孔景区响水河为例[J]. *第四纪研究*, 2004, 24(4): 447-454.
- Liu Zaihua, Dai Yanan, Lin Yushi. Paleoenviromental reconstruction based on hydrochemistry and Tufa stable isotopes: Case study of Xiangshui river, Libo, Guizhou [J]. *Quaternary Sciences*, 2004, 24(4): 447-454.
- [34] 贾承造. 中国中西部前陆冲断带构造特征与天然气富集规律[J]. *石油勘探与开发*, 2005, 32(4): 9-15.
- Jia ChengZao. Foreland thrust fold belt features and gas accumulation in Midwest China [J]. *Petroleum Exploration and Development*, 2005, 32(4): 9-15.
- [35] 贾承造, 何登发, 陆洁民. 中国喜马拉雅运动的期次及其动力学背景[J]. *石油与天然气地质*, 2004, 25(2): 121-125.
- Jia Chengzao, He Dengfa, Lu Jiemin. Episodes and geodynamic setting of Himalayan movement in China [J]. *Oil & Gas Geology*, 2004, 25(2): 121-125.
- [36] 徐文炘, 李杏林. 第四纪气候与地质环境演化及人类活动的关系的研究[J]. *矿产与地质*, 14(1): 22-29.
- Xu Wenxin, Li Xing lin. Study on the relationship Auaternary climate and development of geological environment and activity of mankind [J]. *Mineral Resources and Geology*, 2000, 14(1): 22-29.
- [37] 王建, 黄巧华, 刘泽纯. 2.5 Ma 以来柴达木盆地的气候干湿变化特征及其原因[J]. *地理科学*, 22(1): 34-38.
- Wang Jian, Huang Qiaohua, Liu Zechun. Tendency of the quaternary climatic change in Qaidam Basin and its causal mechanism [J]. *Scientia Geographica Sinica*, 2002, 22(1): 34-38.

(编辑 张玉银)