川东中二叠统茅口组硅质岩岩石学、地球化学特征及成因

陈兰朴[1*]，郭战峰[2]，郑爱维[1]，刘皓天[2]，刘漪[1]，高岸华[1]，陈洁[1]

1. 中国石油化工股份有限公司江汉油田分公司勘探开发研究院，武汉 430223；
2. 中国石油化工股份有限公司江汉油田分公司，湖北 潜江 433100

* 通信作者，E-mail：c506lp@163.com

2024-05-09 收稿；2024-08-15 修回；2024-08-22 接受

基金项目：中国石油化工股份有限公司江汉油田分公司科研项目“川东地区茅口组岩溶储层勘探潜力评价”（JKD4623002）

中图分类号：P618.13　　文章编号：2096-8523(2026)01-0068-13　　doi: 10.19509/j.cnki.dzkq.tb20240243

摘　要：为明确上扬子东缘茅口组硅质岩的沉积环境、硅质来源及形成机理，以川东地区中二叠统茅口组硅质岩为研究对象，在详细的岩石学观察分析的基础上，开展硅质岩的主量元素、微量元素和稀土元素分析。结果表明：硅质岩的形成缺乏陆源物质的影响，其 SiO_2 主要来源于与二叠纪岩浆活动相关的热液流体，同时生物作用参与了硅质岩的形成；硅质岩的形成环境主要为靠近大陆边缘的台盆相间背景下相对缺氧的深水裂陷槽内及周缘的浅水台地，峨眉地幔柱上拱导致的基底深大断裂活化以及新形成的同沉积断裂为热液流体的上升运移提供了主要通道，热液流体在运移过程中与地壳的相互作用导致其具有壳、幔混源的特征；硅质岩形成于同沉积期或沉积后不久，主要表现为通过交代碳酸盐质组分的方式而形成，疏松多孔的介质条件有利于热液流体在沉积物中的流动并发生顺层交代或沉淀，热液流体的间歇性作用则导致不均匀硅化作用的发生。该研究成果提出了上扬子川东地区茅口组硅质岩成因的新观点，深化了中晚二叠世之交的古构造沉积演化认识，对该地区的天然气勘探部署具有重要的指导意义。

关键词：川东地区；茅口组；硅质岩；地球化学；成因机理

硅质岩是一类富含 SiO_2 的沉积岩，在数量上只占沉积岩的一小部分，但其在全球不同时代却广泛分布。由于硅质岩形成于特定的地球化学条件，并常位于关键的地层层位上，能够反映古沉积、古构造、古海洋、古气候等方面的重要信息，且硅质岩又是多种金属矿产的重要赋矿岩，同时又与油气藏关系密切，因此针对硅质岩地球化学特征及成因的研究一直是国内外研究的热点[1-6]。

二叠纪时期，我国南方构造活动强烈，扬子板块经历了重大的沉积演化变革。早二叠世扬子板块以基底的抬升剥蚀及夷平补齐为主，而中二叠世初期的大规模海侵使其广泛发育浅水台地相的碳酸盐岩沉积，至中二叠世中晚期，受峨眉地幔柱上拱引发的地壳强烈的差异性抬升影响，扬子板块发生显著的沉积分异，造成二叠系硅质岩普遍发育，并与全球性二叠纪硅质沉积事件相对应[7-10]。近年来，研究人员在四川盆地二叠系茅口组、吴家坪组分别取得了常规天然气和非常规页岩气领域的重大勘探突破[11-13]。因此，开展二叠系硅质岩的成因研究不仅对该时期的古地理、古海洋重建具有重要的科学价值，而且还对盆地内的油气勘探具有重要的指导意义。针对扬子板块二叠系硅质岩的研究前人已做了大量研究工作，但在硅质岩成因机理的认识上存在较大分歧，即使在对同一地区、相同层系硅质岩的认识上也观点

著录信息：陈兰朴，郭战峰，郑爱维，等. 川东中二叠统茅口组硅质岩岩石学、地球化学特征及成因［J］. 地质科技通报，2026，45(1)：68-80.
CHEN Lanpu, GUO Zhanfeng, ZHENG Aiwei, et al. Petrographic, geochemical characteristics and genesis of the siliceous rock in the Middle Permian Maokou Formation at the eastern Sichuan Basin[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2026, 45(1): 68-80.

© Editorial Office of Bulletin of Geological Science and Technology. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license.　https://dzkjtb.cug.edu.cn

不一。目前在对硅质岩的成因上形成了包括生物成因[14-15]、热液成因[16-18]、上升流成因[19-21]、海水成因(陆源风化)[22-24]在内的多种认识。硅质岩的沉积环境或沉积时的大地构造背景主要存在大陆边缘(或陆缘海)[14-16]、开阔洋盆(或大洋盆地)[18]、裂陷型深水盆地[25]等几种争议。

本研究基于上扬子川东地区近 3 年来的最新钻井资料，以二叠系茅口组硅质岩为研究对象，开展详细的岩石学、地球化学测试分析，探讨硅质岩的沉积环境、硅质来源以及硅质岩的成因机理，以期为认识川东地区二叠系的构造沉积演化以及下一步的油气勘探部署提供一定的依据。

1 区域地质概况

川东地区位于上扬子地台东端，构造上属于川东高陡褶皱带，由一系列 NE 向展布并呈隆凹相间的宽缓复向斜和高陡复背斜组成。区内主要发育 NE、NW 2 组方向展布的断裂，其中，NW 向的 15 号、16 号断裂以及 NE 向的华蓥山断裂被认为具有基底断裂属性[26-27]。中二叠世晚期峨眉地幔柱活动造成的拉张构造背景导致区内基底断裂的重新活动并为岩浆和热液流体的运移提供了通道[28-29]。

研究区位于重庆市石柱县以及湖北省利川市境内，构造上属于川东地区石柱复向斜的北部(图 1a)。区内二叠系发育齐全，自下而上依次划分为中二叠统梁山组、栖霞组、茅口组，以及上二叠统吴家坪组、长兴组。其中，梁山组主要为一套滨岸沼泽相的砂岩、含煤泥页岩沉积；栖霞组主要为一套开阔台地相的生屑灰岩、含硅灰岩沉积；茅口组主要为一套陆棚相的泥灰岩以及开阔台地相的泥晶生屑灰岩沉积；吴家坪组主要为一套沼泽–陆棚相的硅质页岩、硅质灰岩、灰岩及煤系沉积；长兴组主要为一套开阔台地–台缘相的生屑灰岩、含硅灰岩、云质灰岩、白云岩以及斜坡–陆棚相的灰岩、泥灰岩、硅质岩沉积。茅口组与下伏栖霞组之间为连续沉积，而与上覆吴家坪组之间为不整合接触。依据岩性、电性特征，区内茅口组自下而上划分为 4 段(图 1b)：茅一段主要为深灰色或灰黑色泥晶生屑灰岩、泥质灰岩，俗称“眼球状灰岩”，区域厚度 100 ~ 130 m；茅二段为富含生物碎屑的深灰色泥晶生屑灰岩，区域厚度 50 ~ 70 m；茅三段主要为富含生物碎屑的灰色泥晶生屑灰岩，局部夹薄层硅质岩，区域厚度 30 ~ 50 m；茅四段下亚段为黑色硅质页岩、深灰色泥质灰岩，上亚段为硅质岩、含灰硅质岩和泥晶生屑灰岩的不等厚互层，局部夹薄层碳质页岩，受抬升剥蚀影响，茅四段区域上的残存厚度为 0 ~ 90 m。研究区内茅口组硅质岩主要发育于茅四段上亚段，为本研究的目的层段。

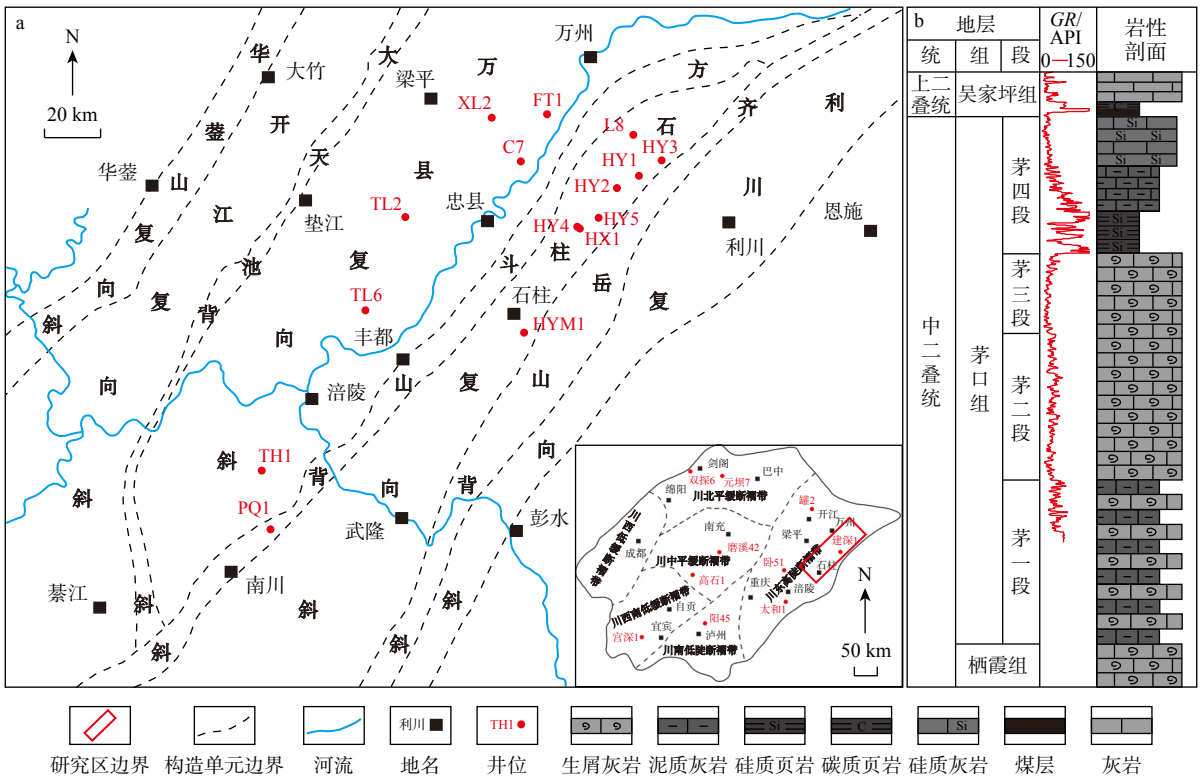


图 1　研究区构造位置示意图 (a) 及地层概况图 (b)

Fig. 1　Tectonic location (a) and simplified geological map (b) of the study area

2　样品的采集及试验

研究所采集的硅质岩样品均为茅四段上亚段钻井岩心。在岩心观察及镜下薄片鉴定的基础上，挑选纯的黑色硅质岩样品共 8 件。另选取 2 件灰色泥晶生屑灰岩样品作为对比分析。所有样品均先被破碎至＜0.5 cm^3 的小块，清洗干燥后，再用玛瑙质碾钵将样品磨至＜200 目（孔径约 127 μm）的粉末状以备测试。

所有样品的测试均在中国地质大学（武汉）生物地质与环境地质国家重点实验室完成。主量元素的测试由 X 射线荧光光谱仪完成，仪器型号为 XRF-1800，具体测试过程如下：①将测试样品置于烘箱中，于 105℃ 条件下烘干 3 h；②称取干燥后的样品约 1 g 置于陶瓷坩埚中，在 1 000℃ 条件下加热 2 h；③将样品冷却至 400℃ 并置于干燥容器中再次称重，以计算烧失量；④进一步称取 0.6 g 样品置于陶瓷坩埚中，加入 6 g 的 $Li_2B_4O_7$+$LiBO_2$+LiF 混合溶剂（质量比 9∶2∶1）和 0.3 g 的 NH_4NO_3 进行混合，将混合后的样品置于铂金合金坩埚中并滴入 3～4 滴质量分数 10% 的 LiBr，然后置于电热板上烘干；⑤将再次烘干后的样品置于高频熔融炉中，于 1 150℃ 条件下熔融 15 min；⑥将熔融后的样品用压缩空气冷却至于与坩埚自然剥离，最终在电压 50 kV、电流 50 mA 以及 35℃ 的恒温条件下对剥离后的样品进行 XRF 分析。微量及稀土元素的测试由电感耦合等离子体质谱仪（ICP-MS）完成，仪器型号为 PE350D，具体测试过程如下：①称取 50 mg 样品置于 Teflon 坩埚中，然后加入 1～2 滴超纯水润湿，接着依次加入 1 mL HNO_3 和 1 mL HF；②将 Teflon 坩埚放入钢套并拧紧，然后置于烘箱中，在 190℃ 条件下加热 48 h 以上；③待溶样弹冷却后置于电热板上，在 115℃ 条件下蒸干，然后加入 1 mL HNO_3 并再次蒸干；④在再次蒸干后的样品中加入 3 mL 质量分数 30% 的 HNO_3 并再次置于钢套中，拧紧后置于烘箱中在 190℃ 条件下加热 12 h 以上；⑤最后将样品置于聚乙烯瓶中并用质量分数 2% 的 HNO_3 稀释至 100 g 以进行 ICP-MS 测试。

3　硅质岩岩石学特征

研究区茅口组茅四段上亚段的岩石类型主要为灰–深灰色泥晶生屑灰岩以及灰黑–黑色硅质岩、含灰（或灰质）硅质岩（以下统称硅质岩）。岩心上，灰岩与硅质岩常呈互层状产出，硅质岩通常颜色较深，致密坚硬，与周围的灰岩差异显著。

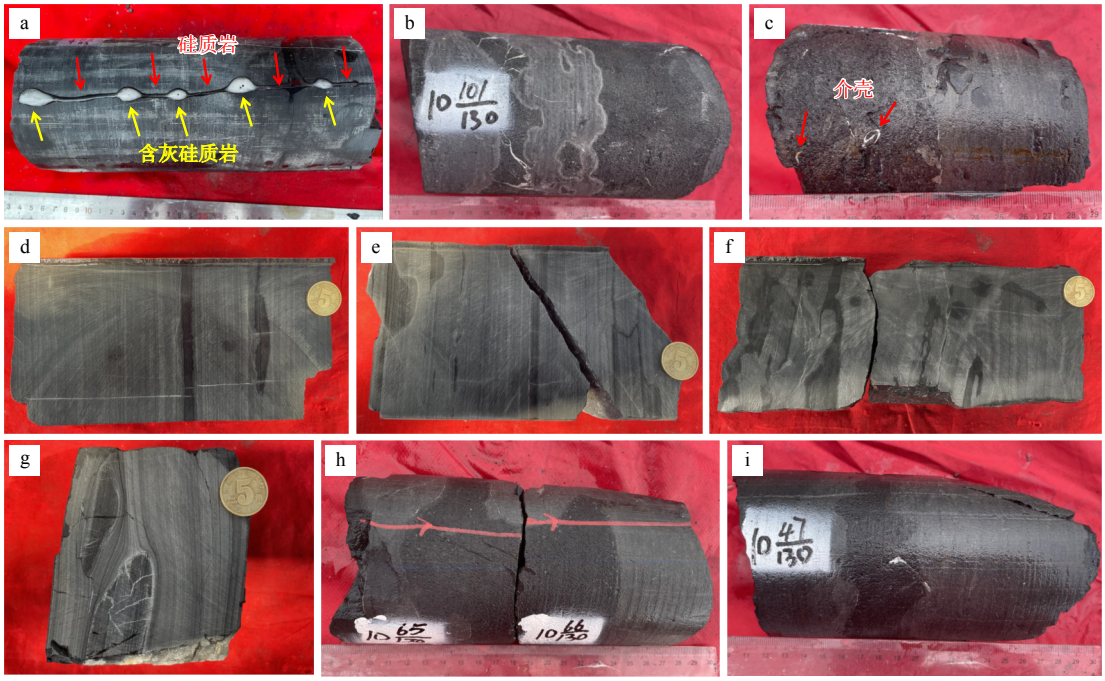
产状上，硅质岩多呈厚层块状、薄层条带状、结核状以及团块状。厚层块状硅质岩实际上常表现为纯的硅质岩与含灰（或灰质）硅质岩的不等厚互层，厚度最厚可达 3 m（图 2a）。此外，块状硅质岩中常可见被包裹的呈云朵状、团块状以及结核状的灰岩。这些被包裹的灰岩尽管形态各异，但层状特征明显，并含有腕足、海绵骨针及介壳类生物碎屑（图 2b，c）。规则的薄层条带状硅质岩的单层厚度相较稳定且与灰岩的界限平直，而不规则的薄层条带状硅质岩的单层厚度横向变化明显且与灰岩的界限呈不规则的港湾状。无论规则还是不规则的条带状硅质岩，均具有以下 3 个特征：①产出状态既可呈连续状也可呈断续状；②具有层状分布特征；③发育水平纹层，即使是断续的条带状硅质岩，其水平纹层也可连续地延伸至周围灰岩中，如图 2d～f 所示。结核状硅质岩局部见到，结核大小宽 0.2～0.6 cm，长 3～8 cm 不等，结核的长轴方向与岩层面平行，硅质结核中同样发育水平纹层并平直地延伸至周围的灰岩中。并且还可见到在硅质结核发育的部位，灰岩中的水平纹层绕过硅质结核产出并呈包络状（图 2e，g）。团块状硅质岩也较少见到，多呈孤立状，团块直径 6～21 cm 不等，硅质团块与周围灰岩呈不规则状接触（图 2h，i）。

镜下薄片鉴定表明，硅质岩主要由微晶石英组成，同时含有海绵骨针、有孔虫、介壳类等钙质生物碎屑以及放射虫等硅质生物碎屑，其中钙质生屑组分普遍被硅化（图 3a～i）。此外，硅质岩中还可见到残存的灰质组分，灰质组分与硅质组分呈互层状产出，层状的灰质组分因被不均匀硅化而在横向上逐渐过渡为硅质含量更高的硅质组分（图 3g，h），这与岩心上观察到的特征一致。

4　硅质岩地球化学特征

4.1　主量元素特征

硅质岩的主量元素组成如表 1 所示。由测试结果可知，研究区茅口组茅四段上亚段硅质岩的化学成分以 SiO_2 为主，质量分数在 71.60%～96.70% 之间，平均值 88.68%，其他成分质量分数均较低。其中，CaO、MgO 的质量分数分别为 1.03%～11.38%（平均值 4.71%）、0.20%～4.25%（平均值 1.34%），而 TiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3、MnO 的质量分数依次为 0.002%～0.011%（平均值 0.007%）、0.08%～0.24%（平均值 0.12%）、0.01%～0.07%（平均值 0.04%）、0.002%～



a. 含灰硅质岩与硅质岩互层，滴 15% 浓度稀盐酸后，含灰硅质岩起泡剧烈，硅质岩不起泡，样品 HY5-4-112/113(HY5 为井号；4 为取心回次；112/113 为岩心块号，表示第 4 回次共取心 113 块，本研究采用第 112 块岩心进行试验；下同)；b. 硅质岩中包裹的呈云朵状灰岩组分，样品 HX1-10-101/130；c. 硅质岩中富含介壳类生物碎屑，样品 HX1-10-34/130；d. 深灰色含硅灰岩中夹的黑色薄层条带状硅质岩，呈规则和不规则 2 种产状，样品 HY2-5-27/27；e. 深灰色含硅灰岩中夹的黑色薄层条带状及结核状硅质岩，可见硅质岩中发育水平纹层，样品 HY2-4-56/136；f. 深灰色含硅灰岩中夹的黑色薄层条带状硅质岩，呈不规则状，样品 HY1-4-34/99；g. 深灰色含硅灰岩中夹的黑色硅质结核，结核中发育的水平纹层连续地延伸至两侧灰岩中，结核周缘灰岩中的纹层则绕过结核，样品 HY2-4-133/136；h. 黑色团块状硅质结核，样品 HX1-10-65-66/130；i. 黑色团块状硅质结核，样品 HX1-10-47/130

图 2　川东地区茅口组茅四段上亚段硅质岩宏观岩石学特征

Fig. 2　Macroscopic petrographic characteristics of the siliceous rocks in the upper sub-member of the 4th member of the Maokou Formation in the eastern Sichuan area

0.011%(平均值 0.004%)。考虑到烧失量，茅四段上亚段灰岩主要由 CaO 组成，质量分数在 54.44%～54.79% 之间，平均值 54.61%，另含少量的 SiO_2，质量分数在 0.27%～0.65% 之间，平均值 0.46%，除此之外，其他元素含量均较低。

4.2　微量元素特征

硅质岩的微量元素组成如表 1 所示。茅四段上亚段硅质岩相较同时期的灰岩背景值具有较高的 Ba、Sc、Cr、Mo 等元素含量，质量分数依次为 2.53×10^{-6}～13.87×10^{-6}(平均值 8.31×10^{-6})，0.22×10^{-6}～2.29×10^{-6}(平均值 0.79×10^{-6})，7.97×10^{-6}～501.10×10^{-6}(平均值 76.04×10^{-6})，1.53×10^{-6}～10.87×10^{-6}(平均值 3.81×10^{-6})。而灰岩的 Ba、Sc、Cr、Mo 等元素质量分数依次为 2.33×10^{-6}～7.46×10^{-6}(平均值 4.90×10^{-6})，0.15×10^{-6}～0.20×10^{-6}(平均值 0.17×10^{-6})，11.31×10^{-6}～14.73×10^{-6}(平均值 13.02×10^{-6})，0.34×10^{-6}～0.39×10^{-6}(平均值 0.36×10^{-6})。除此之外，硅质岩的 U、Co、Sr 等元素的质量分数相较灰岩背景值明显偏低。

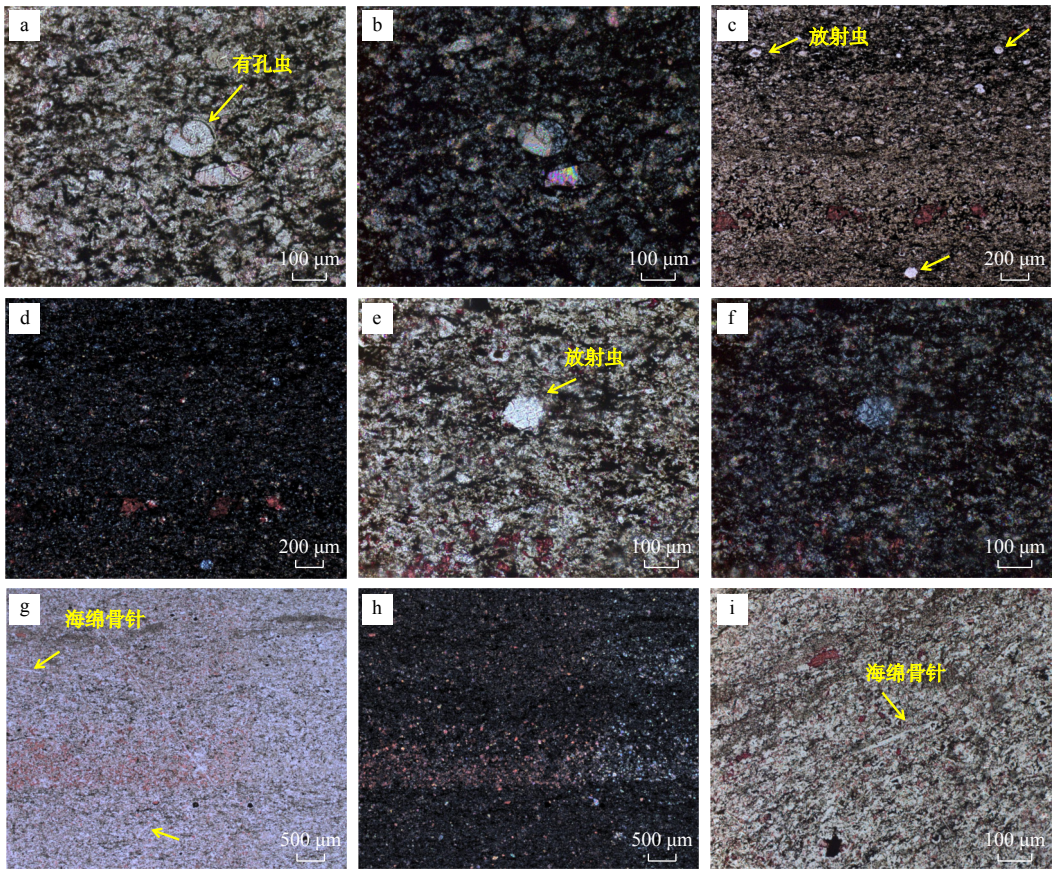
4.3　稀土元素特征

硅质岩的稀土元素组成如表 1 所示。由测试结果可知，茅四段上亚段硅质岩的ΣREE(稀土元素总含量)值整体上偏低，在 0.55×10^{-6}～4.73×10^{-6} 之间，平均值 2.41×10^{-6}，LREE/HREE 值在 5.16～14.74 之间，平均值 7.68，显示 LREE(轻稀土元素)相对 HREE(重稀土元素)略微富集。经北美页岩标准化后的硅质岩配分曲线整体上表现为平缓左倾的特征。另外，硅质岩的 δEu_{PAAS} 值在 0.77～2.43 之间，平均值 1.25，具有弱负 Eu 异常到显著正 Eu 异常的特征；δCe_{PAAS1} 值在−0.51～−0.14 之间，平均值−0.31，均显示负 Ce 异常；$(La/Ce)_N$ 值在 1.31～3.02 之间，平均值 2.27；Sm/Nd 值在 0.12～0.20 之间，平均值 0.16。

5　讨　论

5.1　硅质来源

硅质岩的 SiO_2 一般被认为存在生物、陆源物质、



a. 硅质岩中的有孔虫等钙质生物碎屑被硅化，样品 HY2-6-53/78，单偏光；b. a 的正交偏光；c. 硅质岩中富含放射虫等硅质生物碎屑，茜素红染色，样品 HY2-6-53/78，单偏光；d. c 的正交偏光；e. c 的局部放大；f. e 的正交偏光；g. 硅质岩中残存的灰质组分，纵向上与硅质组分互层，茜素红染色，样品 HY2-6-64/78，单偏光；h. g 的正交偏光；i. g 的局部放大

图 3　川东地区茅口组茅四段上亚段硅质岩微观岩石学特征

Fig. 3　Microscopic petrographic characteristics of the siliceous rocks in the upper sub-member of the 4th member of the Maokou Formation in the eastern Sichuan area

表 1　川东地区茅口组茅四段上亚段硅质岩主量元素、微量元素及稀土元素分析结果

Table 1　Analysis results of main, trace and rare earth elements of the siliceous rocks in the upper sub-member of the 4th member of the Maokou Formation in the eastern Sichuan area

样品号		H2-4-33	H2-4-39	H2-4-100	H2-4-62	H2-4-81	H2-4-15	H2-4-1	HY5-4-53	HM1-2-118	HY3-4-128
岩性		硅质岩								灰岩	
SiO_2		88.18	92.73	85.28	71.60	96.70	91.78	92.30	90.84	0.27	0.65
TiO_2		0.011	0.010	0.005	0.007	0.002	0.006	0.009	0.006	0.005	0.004
Al_2O_3		0.24	0.09	0.08	0.13	0.11	0.12	0.11	0.09	0	0.02
CaO		5.04	2.42	6.93	11.38	1.03	4.40	2.57	3.92	54.79	54.44
Fe_2O_3		0.07	0.04	0.01	0.04	0.02	0.05	0.07	0.03	0	0.01
MgO		1.16	1.32	1.80	4.25	0.34	0.20	1.21	0.50	0.70	0.71
MnO	w_B/%	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.006	0.011	0.005	0.001	0.005
Na_2O		0.07	0.07	0.05	0.07	0.08	0.07	0.06	0.07	0.03	0.04
K_2O		0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
P_2O_5		0.01	0.01	0	0.02	0	0.02	0.01	0.04	0.01	0.01
烧失量		5.41	3.69	6.24	12.12	1.87	3.71	4.05	4.09	43.97	43.85
总量		100.23	100.39	100.41	99.64	100.16	100.36	100.41	99.60	99.78	99.75
Al/(Al+Fe+Mn)		0.73	0.58	0.86	0.68	0.80	0.63	0.51	0.69	0.85	0.48
MnO/TiO_2		0.21	0.21	0.38	0.26	0.65	0.92	1.24	0.84	0.52	1.14
$Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$		0.78	0.66	0.92	0.75	0.85	0.72	0.62	0.78	1.00	0.68

续表

样品号		H2-4-33	H2-4-39	H2-4-100	H2-4-62	H2-4-81	H2-4-15	H2-4-1	HY5-4-53	HM1-2-118	HY3-4-128
岩性		硅质岩								灰岩	
Ba		2.53	11.12	4.27	13.87	8.73	11.60	10.24	4.09	2.33	7.46
Th		0.16	0.07	0	0.12	0.04	0.04	0.15	0.06	0.08	0.08
U		0.03	0.32	0.28	0.67	0.22	0.12	0.32	1.46	3.00	2.90
Hf		0.08	0.05	0.07	0.05	0.07	0.05	0.07	0.06	0.09	0.06
Sc		0.53	0.79	2.29	0.95	0.61	0.22	0.38	0.57	0.20	0.15
Rb		0.07	0.17	1.65	0.33	0.33	0.19	0.25	0.15	0.62	0.44
Co	$w_B/10^{-6}$	6.34	0.11	1.25	0.20	0.05	0.08	0.29	0.15	1.15	1.14
Cr		501.10	18.21	12.39	28.03	9.53	7.97	20.63	10.50	14.73	11.31
Zr		3.60	2.17	2.28	1.99	2.85	1.60	6.23	2.27	3.11	2.82
Mo		10.87	2.20	/	2.11	1.53	1.65	4.49	–	0.34	0.39
Sr		51.72	159.45	178.46	540.13	82.55	195.42	90.67	234.00	808.19	1 012.71
Ni		307.89	5.01	3.65	6.08	3.34	2.94	6.31	9.21	16.70	8.92
Y		2.27	0.68	1.83	1.88	0.27	0.56	0.68	1.25	2.16	3.65
Th/U		4.80	0.20	0	0.17	0.20	0.32	0.45	0.04	0.03	0.03
Rb/Sr		0.001	0.001	0.009	0.001	0.004	0.001	0.003	0.001	0.001	0
La		1.49	0.42	0.46	0.89	0.16	0.45	1.13	0.74	1.11	2.40
Ce		1.31	0.41	0.73	0.70	0.16	0.38	1.11	0.51	0.90	1.29
Pr		0.22	0.06	0.08	0.14	0.02	0.08	0.19	0.15	0.16	0.31
Nd		0.86	0.25	0.47	0.59	0.10	0.31	0.70	0.80	0.59	1.19
Sm		0.16	0.04	0.07	0.10	0.02	0.04	0.09	0.16	0.12	0.24
Eu		0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.05
Gd		0.18	0.05	0.02	0.11	0.02	0.04	0.06	0.13	0.13	0.26
Tb	$w_B/10^{-6}$	0.03	0.01	0.01	0.02	0	0.01	0.01	0.02	0.02	0.04
Dy		0.18	0.05	0.04	0.13	0.02	0.03	0.05	0.11	0.13	0.24
Ho		0.04	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.05
Er		0.12	0.03	0.12	0.09	0.01	0.02	0.04	0.06	0.09	0.15
Tm		0.02	0.01	0.01	0.01	0	0	0.01	0.01	0.01	0.02
Yb		0.09	0.03	0	0.06	0.02	0.02	0.03	0.04	0.07	0.11
Lu		0.01	0	0	0.01	0	0	0.01	0	0.01	0.02
ΣREE		4.73	1.38	2.04	2.92	0.55	1.41	3.45	2.78	3.39	6.37
LREE/HREE		6.13	6.36	8.30	5.16	5.33	9.33	14.74	6.13	5.73	6.14
δEu_{PAAS}		0.77	1.01	2.43	1.03	1.49	1.36	0.94	0.98	0.79	0.88
δCe_{PAAS1}		−0.32	−0.28	−0.14	−0.39	−0.27	−0.35	−0.28	−0.51	−0.35	−0.52
δCe_{PAAS2}		0.51	0.57	0.89	0.45	0.58	0.46	0.55	0.35	0.48	0.33
$(La/Ce)_N$		2.37	2.13	1.31	2.67	2.09	2.45	2.11	3.02	2.58	3.87
Sm/Nd		0.18	0.15	0.15	0.17	0.17	0.12	0.12	0.20	0.20	0.20

注：$\delta Eu_{PAAS}=2\times Eu_N/(Sm_N+Gd_N)$；$\delta Ce_{PAAS1}=lg[3Ce_N/(2La_N+Nd_N)]$；$\delta Ce_{PAAS2}=2Ce_N/(La_N+Pr_N)$；N. 澳大利亚后太古代平均页岩（PAAS）标准化比值[30]；REE. 稀土元素；LREE. 轻稀土元素；HREE. 重稀土元素

海底火山热液等 3 种来源[31]。硅质岩中 Al、Ti 的富集通常被认为是由陆源输入造成，热液来源的硅质岩常具有高的 Fe、Mn 含量[31-33]。YAMAMOTO[34]则直接将贫 Al_2O_3、TiO_2 作为热液成因硅质岩的重要标志。由表 1 可知，研究区茅口组茅四段上亚段硅质岩的 Al_2O_3、TiO_2 质量分数均极低，$w(Al_2O_3)$ 值在 0.08%～0.24% 之间，平均值 0.12%；$w(TiO_2)$ 值在 0.002%～0.011% 之间，平均值 0.007%，表明硅质岩的物质来源并非陆源输入。此外，对于主要受陆源物质输入影响而形成的硅质岩，其 Al_2O_3 与 TiO_2 之间以及 $Al_2O_3+TiO_2$ 与 SiO_2 之间通常具有良好的正相关性[15]。由图 4 可知，研究区硅质岩样品的 Al_2O_3 与 TiO_2、$Al_2O_3+TiO_2$ 与 SiO_2 之间的相关性极差，进一步指示了硅质的来源并非陆源物质。此外，较低的 REE 含量也表明硅质岩的形成未受到陆源物质输入的影响。

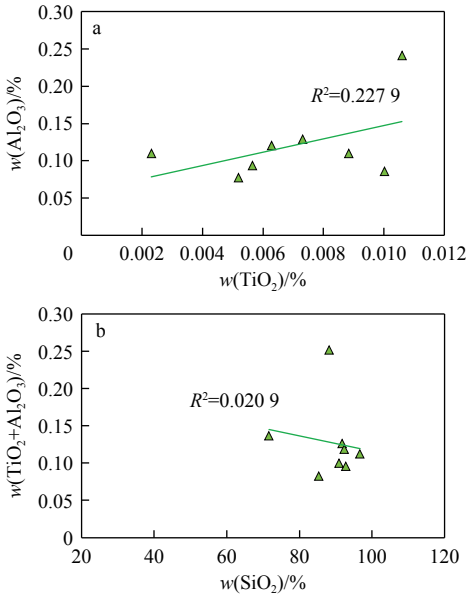


图 4　研究区茅口组茅四段上亚段硅质岩硅质来源判别图解

Fig. 4　Discrimination diagrams of the origin of the siliceous rocks in the upper sub-member of the 4th member of the Maokou Formation in the study area

Al-Fe-Mn 三角图解作为判别硅质岩成因的有效方法被广泛应用[17,35]。由图 5 可知，研究区大多数硅质岩样品落入生物成因区域，部分样品落在生物成因和热液成因的叠合区以及热液成因区附近，另有少数样品落在空白区。Fe、Al、Mn 组成指示了硅质岩主要以生物成因为主，但另有热液作用的影响。

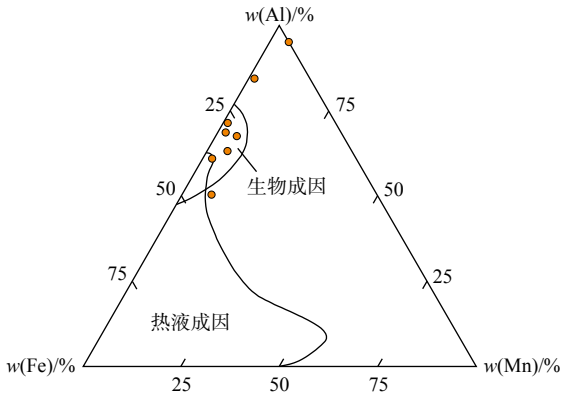


图 5　研究区茅口组茅四段上亚段硅质岩 Al-Fe-Mn 判别图解（底图据 YAMAMOTO[34] 修改）

Fig. 5　Al-Fe-Mn diagram for the siliceous rocks in the upper sub-member of the 4th member of the Maokou Formation in the study area

稀土元素因离子半径相近、化学性质相似，且在地质过程中常表现出相似的地球化学行为，因此被广泛应用于成岩流体的示踪研究[36-37]。对于硅质岩而言，较强的稳定性和抗蚀变能力使硅质岩中的稀土元素难以因沉积期后的成岩作用而发生改变，因此其稀土元素组成对硅质流体的来源具有强烈的指示意义[38]。由表 1 和图 6 可知，研究区茅口组茅四段上亚段硅质岩具有较低的ΣREE 值，LREE 相对 HREE 轻微富集，且 Eu 显示弱的负异常到显著的正异常（Eu_{PAAS}>1 正异常，Eu_{PAAS}<1 负异常）。而经北美页岩标准化后的硅质岩整体上表现出平缓左倾的配分模式。这些特征与典型的热液成因硅质岩基本一致，同时与正常的生物沉积硅质岩存在较大差异[3,39-40]。此外，硅质岩的 Ce 异常也具有重要的成因指示意义，热液成因硅质岩通常具有负的 Ce 异常，而非热液成因硅质岩具有正的 Ce 异常[41]。由表 1，图 7 可知，硅质岩样品的 δCe_{PAAS1} 值在 −0.51 ~ −0.14 之间，平均值−0.31，均显示显著负异常（Ce_{PAAS1}> −0.1 正异常，Ce_{PAAS1}<−0.1 负异常），进一步指示了硅质岩为热液成因。

微量元素组成方面，相较同时期正常的海相灰岩背景值，研究区茅口组茅四段上亚段硅质岩具有明显偏低的 Sr 含量以及相对较高的 Ba、Sc、Cr、Mo 含量（表 1）。海水以及正常的海相沉积物中往往具有较高的 Sr 含量[42]。与灰岩相比，硅质岩样品明显偏低的 Sr 值，一方面可能是由岩性差异造成，另一方面很可能反映了硅质岩沉积过程有外源流体的参与。而具有高含量 Ba、Cr、Mo 的硅质岩通常被认为是热液成因，硅质岩的典型标志[40,43]。因此，可进一步认为硅质岩为热液作用成因，或硅质岩形成过程中至少有热液作用的参与。

此外，Sm/Nd 和 Rb/Sr 比值可以用来反映物质来源，一般而言，地幔具有较高的 Sm/Nd 值（0.260 ~ 0.375）和较低的 Rb/Sr 值（平均 0.025），而地壳具有相对较低的 Sm/Nd 值（0.2 左右）和较高的 Rb/Sr 值（平均 0.24）[44-47]。由表 1 可知，研究区茅口组茅四段上亚段硅质岩的 Sm/Nd 值在 0.12 ~ 0.20 之间，平均

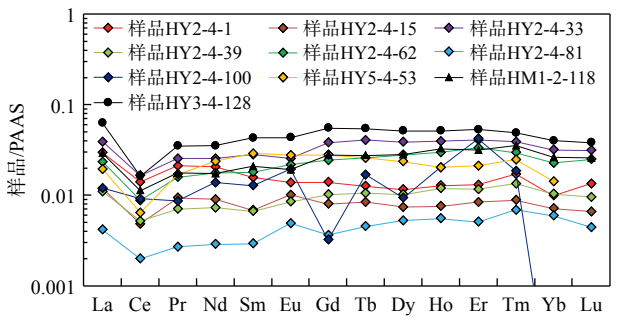


图 6　研究区茅口组茅四段上亚段硅质岩稀土元素配分曲线

Fig. 6　Plot of REE distribution for the siliceous rocks in the upper sub-member of the 4th member of the Maokou Formation in the study area

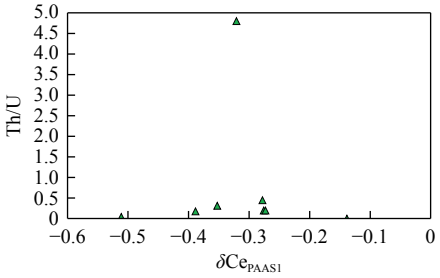


图 7　研究区茅口组茅四段上亚段硅质岩 Th/U 与 δCe_{PAAS1} 交汇图

Fig. 7　Plot of Th/U and δCe_{PAAS1} for the siliceous rocks in the upper sub-member of the 4th member of the Maokou Formation in the study area

值 0.16, Rb/Sr 值在 0.001 ~ 0.009 之间, 平均值 0.003。其 Sm/Nd 值与地壳更为接近, 而 Rb/Sr 值则与地幔更为接近, 反映了较为复杂的物质来源。硅质岩的形成可能同时有地幔来源物质和地壳来源物质的参与。

5.2　硅质岩形成环境

硅质岩的微量及稀土元素组成对其形成环境具有重要的指示意义, 而沉积环境分析应首先排除非自生元素的影响。由表 1 可知, 硅质岩的 Th、Hf、Sc 等元素质量分数均较低, 其值依次为 0 ~ 0.16×10^{-6}(平均值 0.08×10^{-6}), 0.05×10^{-6} ~ 0.08×10^{-6}(平均值 0.06×10^{-6}), 0.22×10^{-6} ~ 2.29×10^{-6}(平均值 0.79×10^{-6}), 基本可以排除陆源碎屑污染的影响[48]。而硅质岩极低的 Al_2O_3、TiO_2 含量也表明硅质岩的形成缺乏陆源物质的干扰。

HERZIG 等[49] 通过对不同沉积环境中形成的硅质岩的主量元素分析后认为, 受热水作用影响的逐渐增强, 硅质岩的 Al/(Al+Fe+Mn) 值从大陆边缘、大洋盆地到洋中脊具有逐渐减小的特征。其中大陆边缘处约为 0.619, 大洋盆地处约为 0.319, 洋中脊处约为 0.008 19。研究区茅口组茅四段上亚段硅质岩的 Al/(Al+Fe+Mn) 值为 0.51 ~ 0.86, 平均值 0.69, 反映了硅质岩主要形成于大陆边缘环境。

MURRAY 等[1,50] 进一步将 Ce 异常、$(La/Ce)_N$ 以及 $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$等值作为判断硅质岩形成环境的重要指标。其中大陆边缘环境形成的硅质岩具有高的 δCe_{PAAS2}、低的 $(La/Ce)_N$ 和高的 $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$, 其值依次为约 1.3, 约 1, 0.5 ~ 0.9, 洋中脊附近形成的硅质岩具有低的 δCe_{PAAS2}、高的 $(La/Ce)_N$ 和低的 $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$, 其值依次为约 0.29, >3.5, <0.4, 而大洋盆地环境形成硅质岩的 δCe_{PAAS2}、$(La/Ce)_N$、$Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$值介于上述两者之间, 依次为约 0.55, 2 ~ 3, 0.4 ~ 0.77。由表 1 可知, 研究区茅口组茅四段上亚段硅质岩的 δCe_{PAAS2} 值为 0.35 ~ 0.89(平均值 0.55), 反映了一种介于大陆边缘和大洋盆地之间的沉积环境, 且更接近于大洋盆地。$(La/Ce)_N$ 值为 1.31 ~ 3.02(平均值 2.27), 也反映了一种介于大陆边缘和大洋盆地之间并更接近大洋盆地的沉积环境。$Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$值为 0.62 ~ 0.92(平均值 0.76), 同样反映了一种介于大陆边缘和大洋盆地之间的沉积环境, 但更接近于大陆边缘(图 8)。

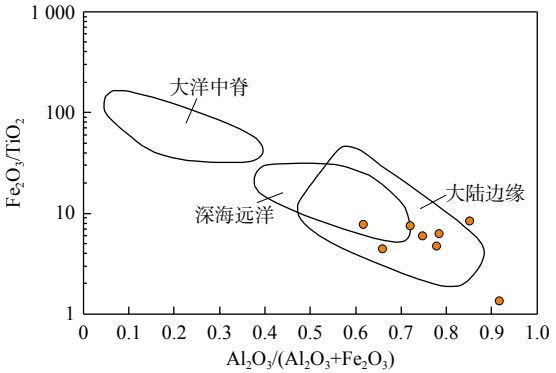


图 8　研究区茅口组茅四段上亚段硅质岩 Fe_2O_3/TiO_2 与 $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$ 交汇图（底图据 MURRAY[1] 修改）

Fig. 8　Plot of Fe_2O_3/TiO_2 and $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$ for the siliceous rocks in the upper sub-member of the 4th member of the Maokou Formation in the study area

MnO/TiO_2 值也同样被用作反映硅质岩形成环境的有效参数。研究表明, 随着距大陆边缘距离的增大、受热液作用影响的增强, 硅质岩的 MnO/TiO_2 值具有逐渐增大的趋势, 其中在大陆边缘附近一般小于 0.5, 大洋盆地处在 0.5 ~ 3.5 之间, 洋中脊附近则往往大于 3.5[15,31]。由表 1 可知, 样品 H2-4-33、H2-4-39、H2-4-100、H2-4-62 的 MnO/TiO_2 值在 0.21 ~ 0.38 之间, 均小于 0.5, 反映了一种大陆边缘沉积环境。而样品 H2-4-81、H2-4-15、H2-4-1、HY5-4-53 的 MnO/TiO_2 值在 0.65 ~ 1.24 之间, 反映了一种大洋盆地沉积环境。由此可见, 研究区茅口组茅四段上亚段硅质岩兼具大陆边缘和大洋盆地等 2 种沉积环境的特征。

此外, 硅质岩的 Th/U 值可以用来反映其形成水体的氧化还原条件[18,51], KIMURA 等[52] 的研究指出, 缺氧条件下形成硅质岩的 Th/U 值在 0 ~ 2 之间, 强氧化条件下形成硅质岩的 Th/U 值约为 8。而研究区茅四段上亚段硅质岩样品的 Th/U 值分布在 0 ~ 4.80 之间, 平均值 0.77, 基本上都在 0 ~ 2 之间(图 7),

表明硅质岩形成于水体较深的缺氧环境。

5.3　硅质岩成因机理

由上述分析可知，硅质岩形成所需的 SiO_2 既有热液来源也有生物来源，但生物来源硅并非正常的生物沉积硅，因此，硅质的最根本来源可能主要为热液。前人[53-54]研究也指出，正常海水中的硅含量极低，尽管硅质生物可以从海水中吸收 SiO_2 并在其死亡后造成硅质生物的沉淀堆积，但其并不能提供大规模硅质沉淀所需要的 SiO_2。而深部来源的热液流体往往携带大量的溶解硅，被认为是造成规模性硅质沉淀的主要原因[4,40,55]。二叠纪是中国南方发生强烈岩浆活动的重要时期，岩浆活动始于中二叠世晚期，结束于晚二叠世末期，并以上扬子地区最为强烈[56]。尽管该时期的岩浆活动中心是在川西南地区，但在川东地区的野外露头及钻井取心均揭示了二叠系玄武岩的发育，指示了川东地区同样受到了该时期岩浆活动的显著影响。因此，与岩浆活动相关的热液作用可能是造成茅口组发生大规模硅质沉淀的主要原因。

已有研究表明，川东地区二叠纪玄武岩属于裂隙式喷发，因此与之相关的热液作用应该与断裂关系密切[57]。二叠纪时期，峨眉地幔柱上拱造成的拉张构造背景使基底深大断裂活化，同时还产生了一系列的同沉积断层，深部地幔来源的热液流体沿这些深大断裂上涌并与海水混合，造成海水中硅含量的大幅度升高，并最终导致硅质岩的沉淀。这与前人[21]报道的扬子地区热液成因硅质岩具有沿同沉积断层分布的特征一致。该过程除了 SiO_2 直接从海水中析出沉淀外，海水中 SiO_2 含量的提高可能还促进了硅质生物的繁盛，并在其死亡后沉淀堆积形成部分生物硅质岩。热液流体在沿深大断裂上升过程中，与地壳发生相互作用并存在物质上的交换，导致热液流体中混有壳源组分，这可能是造成硅质岩的物质组成具有混源特征的主要原因。

尽管硅质岩的形成本质上是由与岩浆活动相关的热液作用导致，而川东地区在二叠纪时期总体上处于相对浅水的碳酸盐岩台地环境，远离洋底扩张中心[58]。但该时期峨眉地幔柱上拱造成的地壳差异性抬升和拉张断陷使扬子地台发生显著的沉积分异，形成了浅水碳酸盐岩台地与深水断陷盆地相间，并呈台中有盆、盆中有台的古地理格局[59-60]。而该类拉张背景下的断陷盆地或裂谷性深水盆地同样是热液活动及沉积的理想场所[25,53,61]。因此，研究区茅口组茅四段上亚段硅质岩应该是形成于介于这种浅水台地和深水断陷盆地之间的一类沉积环境。而上述分析中得到的研究区茅四段上亚段硅质岩形成于水体相对较深、缺氧且介于浅水的大陆边缘和深水的大洋盆地之间的沉积环境，该“深水的大洋盆地环境”应该是深水断陷盆地的反映。

从硅质岩整体上呈层状分布、发育水平纹层，以及硅质岩中残留的灰质组分和被硅化的钙质生屑壳体等特征来看，硅质岩主要是通过交代碳酸盐质组分的方式而形成的，且硅质交代作用应该发生在茅口组沉积期或沉积后不久。该成岩阶段，茅口组灰质沉积物尚未固结成岩，疏松多孔的介质条件有利于富硅热液流体在沉积物中的流动迁移并发生顺层交代或沉淀。因此，从该角度来讲，富硅热液流体的作用至少在火山喷发之前就已开始，而热液流体沿断裂的间歇性喷出或幕式活动则导致硅化作用的不均匀性以及灰岩和硅质岩的互层状产出。由此建立的研究区茅口组茅四段上亚段硅质岩的形成模式如图 9 所示。

6　结　论

(1)川东地区茅口组茅四段上亚段硅质岩主要由微晶石英组成，具有厚层块状、薄层条带状、结核状以及团块状等多种产状，硅质岩中发育水平纹层

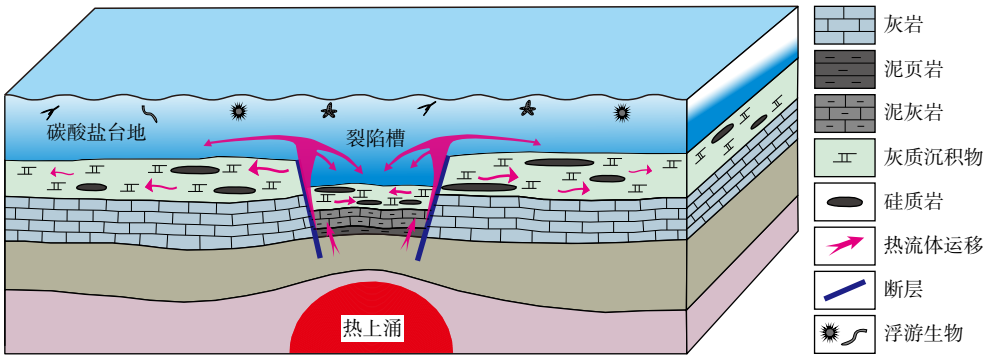


图 9　研究区茅口组茅四段上亚段硅质岩形成机理模式

Fig. 9　Schematic model of the siliceous rocks of in the upper sub-member the 4th member of the Maokou Formation in the study area

并具有层状分布的特征。

(2)二叠纪岩浆活动相关的热液作用是硅质岩形成所需 SiO_2 的最根本来源，富硅热液流体在沿断裂上升运移过程中与地壳相互作用并发生物质交换，导致其具有壳、幔混源的特征，其在进入海水后通过提供营养物质促进了硅质生物的繁盛，形成部分生物硅质岩，造成硅质岩同时具有热液成因和生物成因的特征。

(3)中二叠世末峨眉地幔柱活动引起的热上涌使地壳发生差异性抬升并导致拉张断陷盆地或裂陷槽的形成，硅质岩则主要是形成于这种台盆相间背景下相对缺氧的深水裂陷槽内及周缘的浅水台地环境。

(4)川东地区茅口组茅四段上亚段硅质岩主要形成于沉积期或沉积后不久，沉积期疏松多孔的介质条件有利于富硅热液流体在沉积物中的流动迁移并发生顺层交代或沉淀，而热液流体沿断裂的幕式活动导致不均匀硅化以及硅质岩与灰岩的互层状产出。

所有作者声明不存在利益冲突。

The authors declare that no competing interests exist.

参考文献：

[1] MURRAY R W. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: General principles and applications[J]. Sedimentary Geology, 1994, 90(3/4): 213-232.

[2] PACKARD J J, AL-AASM I, SAMSON I, et al. A devonian hydrothermal chert reservoir: The 225 bcf parkland field, British Columbia, Canada[J]. AAPG Bulletin, 2001, 85(1): 51-84.

[3] DELVIGNE C, CARDINAL D, HOFMANN A, et al. Stratigraphic changes of Ge/Si, REE+Y and silicon isotopes as insights into the deposition of a Mesoarchaean banded iron formation[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2012, 355: 109-118.

[4] YOU D H, HAN J, HU W X, et al. Characteristics and formation mechanisms of silicified carbonate reservoirs in Well SN4 of the Tarim Basin[J]. Energy Exploration and Exploitation, 2018, 36(4): 820-849.

[5] 吴建鑫. 四川盆地北缘−西南缘灯影组硅质岩特征及成因研究[D]. 成都: 成都理工大学, 2019.
WU J X. Characteristics and genesis of cherts from Dengying Formation in the northern and southwestern margins of Sichuan Basin[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2019. (in Chinese with English abstract)

[6] 郭世文, 徐争启, 李宝新, 等. 四川若尔盖地区寒武系硅质岩成因及其对铀成矿的意义 [J]. 矿物岩石, 2023, 43(4): 78-89.
GUO S W, XU Z Q, LI B X, et al. Genesis of Cambrian siliceous rocks in Zoige area of Sichuan Province and its significance for uranium mineralization[J]. Mineralogy and Petrology, 2023, 43(4): 78-89. (in Chinese with English abstract)

[7] MURCHEY B L, JONES D L. A Mid-Permian chert event: Widespread deposition of biogenic siliceous sediments in coastal, island arc and oceanic basins[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1992, 96(1/2): 161-174.

[8] 张廷山, 陈晓慧, 刘治成, 等. 峨眉地幔柱构造对四川盆地栖霞期沉积格局的影响 [J]. 地质学报, 2011, 85(8): 1251-1264.
ZHANG T S, CHEN X H, LIU Z C, et al. Effect of Emeishan mantle plume over the sedimentary pattern of Mid-Permian Xixia period in Sichuan Basin[J]. Acta Geologica Sinica, 2011, 85(8): 1251-1264. (in Chinese with English abstract)

[9] 赵宗举, 周慧, 陈轩, 等. 四川盆地及邻区二叠纪层序岩相古地理及有利勘探区带 [J]. 石油学报, 2012, 33(增刊 2): 35-51.
ZHAO Z J, ZHOU H, CHEN X, et al. Sequence lithofacies paleogeography and favorable exploration zones of the Permian in Sichuan Basin and adjacent areas, China[J]. Acta Petrolei Sinica, 2012, 33(S2): 35-51. (in Chinese with English abstract)

[10] 罗志立, 孙玮, 韩建辉, 等. 峨眉地幔柱对中上扬子区二叠纪成藏条件影响的探讨 [J]. 地学前缘, 2012, 19(6): 144-154.
LUO Z L, SUN W, HAN J H, et al. Effect of Emei mantle plume on the conditions of Permian accumulation in Middle-Upper Yangtze area[J]. Earth Science Frontiers, 2012, 19(6): 144-154. (in Chinese with English abstract)

[11] 杨跃明, 杨雨, 文龙, 等. 四川盆地中二叠统天然气勘探新进展与前景展望 [J]. 天然气工业, 2020, 40(7): 10-22.
YANG Y M, YANG Y, WEN L, et al. New exploration progress and prospect of Middle Permian natural gas in the Sichuan Basin[J]. Natural Gas Industry, 2020, 40(7): 10-22. (in Chinese with English abstract)

[12] 王惠君, 杨锐, 舒志国, 等. 川东南二叠系吴家坪组深层页岩气生排滞潜力评价 [J]. 地质科技通报, 2025, 44(6): 96-109.
WANG H J, YANG R, SHU Z G, et al. Quantitative evaluation of hydrocarbon generation, expulsion, and retention potential in deep Permian Wuchiaping shale gas reservoir, southeastern Sichuan Basin[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2025, 44(6): 96-109. (in Chinese with English abstract)

[13] 易雨昊, 包汉勇, 朱红涛, 等. 四川盆地东部上二叠统吴家坪组放射虫组合及其烃源意义 [J]. 地质科技通报, 2024, 43(4): 167-180.
YI Y H, BAO H Y, ZHU H T, et al. Radiolarian assemblage from the Upper Permian Wujiaping Formation in the eastern Sichuan Basin and its hydrocarbon source significance[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2024, 43(4): 167-180. (in Chinese with English abstract)

[14] 方雪, 周瑶琪, 姚旭, 等. 四川广元上寺上二叠统硅质岩地球化学特征及成因分析 [J]. 矿物岩石, 2017, 37(1): 93-102.
FANG X, ZHOU Y Q, YAO X, et al. Geochemical characteristics and petrogenesis of siliceous rocks from Shangsi section in Guangyuan, Sichuan Province[J]. Journal of Mineralogy and Petrology, 2017, 37(1): 93-102. (in Chinese with English abstract)

[15] 赵振洋, 李双建, 王根厚. 中下扬子北缘中二叠统孤峰组层状硅质岩沉积环境、成因及硅质来源探讨 [J]. 地球科学进展, 2020, 35(2): 137-153.
ZHAO Z Y, LI S J, WANG G H. Discussion on sedimentary environments, origin and source of Middle Permian Gufeng Formation

bedded cherts in the northern margin of the Middle-Lower Yangtze area[J]. Advances in Earth Science, 2020, 35(2): 137-153. (in Chinese with English abstract)

[16] 林良彪, 陈洪德, 朱利东. 川东茅口组硅质岩地球化学特征及成因 [J]. 地质学报, 2010, 84(4): 500-507.
LIN L B, CHEN H D, ZHU L D. The origin and geochemical characteristics of Maokou Formation silicalites in the eastern Sichuan Basin[J]. Acta Geologica Sinica, 2010, 84(4): 500-507. (in Chinese with English abstract)

[17] 徐锦龙, 沈仕豪, 汪雅菲, 等. 中二叠统热水沉积新证据: 以皖南"嵇亭岭砾岩"为例 [J]. 沉积学报, 2020, 38(2): 284-296.
XU J L, SHEN S H, WANG Y F, et al. New evidence of Middle Permian hydrothermal cherts deposition: A case study of Jitingling breccia, South Anhui Province[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2020, 38(2): 284-296. (in Chinese with English abstract)

[18] LI J, CHEN L W, HAO C M, et al. Geochemical characteristics and geological significance of chert nodules in Qixia Formation, Pingding Mountain, Lower Yangtze Plate[J]. Journal of Mountain Science, 2021, 18(1): 88-100.

[19] 吕炳全, 王红罡, 胡望水, 等. 扬子地块东南古生代上升流沉积相及其与烃源岩的关系 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 2004, 24(4): 29-35.
LÜ B Q, WANG H G, HU W S, et al. Relationship between Paleozoic upwelling facies and hydrocarbon in southeastern marginal Yangtze block[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2004, 24(4): 29-35. (in Chinese with English abstract)

[20] 肖传桃, 卢俊, 胡望水, 等. 安徽宿松地区中二叠统上升流沉积的发现及其岩相组合类型 [J]. 石油天然气学报, 2008, 30(6): 19-23.
XIAO C T, LU J, HU W S, et al. Discovery of upwelling deposits of Middle Permian in Susong area, Anhui Province and their lithofacies assemblage types[J]. Journal of Oil and Gas Technology, 2008, 30(6): 19-23. (in Chinese)

[21] 程成, 李双应, 赵大千, 等. 扬子地台北缘中上二叠统层状硅质岩的地球化学特征及其对古地理、古海洋演化的响应 [J]. 矿物岩石地球化学通报, 2015, 34(1): 155-166.
CHENG C, LI S Y, ZHAO D Q, et al. Geochemical characteristics of the Middle-Upper Permian bedded cherts in the northern margin of the Yangtze block and its response to the evolution of paleogeography and paleo-ocean[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 2015, 34(1): 155-166. (in Chinese with English abstract)

[22] 杜小弟, 黄志诚, 陈智娜, 等. 下扬子区二叠纪主要岩石类型成因的地球化学信息 [J]. 岩相古地理, 1998(1): 61-70.
DU X D, HUANG Z C, CHEN Z N, et al. Geochemistry of the Permian sedimentary rocks in the Lower Yangtze area[J]. Sedimentary Facies and Palaeogeography, 1998(1): 61-70. (in Chinese with English abstract)

[23] CHEN H, XIE X N, HU C Y, et al. Geochemical characteristics of Late Permian sediments in the Dalong Formation of the Shangsi section, Northwest Sichuan Basin in South China: Implications for organic carbon-rich siliceous rocks formation[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2012, 112: 35-53.

[24] GAO P, HE Z L, LASH G G, et al. Mixed seawater and hydrothermal sources of nodular chert in Middle Permian limestone on the eastern Paleo-Tethys margin (South China)[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2020, 551: 109740.

[25] 杨海生, 周永章, 杨志军, 等. 热水沉积硅质岩地球化学特征及意义: 以华南地区为例 [J]. 中山大学学报(自然科学版), 2003, 42(6): 111-115.
YANG H S, ZHOU Y Z, YANG Z J, et al. Geochemical characteristics and significance of hydrothermal cherts: A case study of South China[J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sunyatseni, 2003, 42(6): 111-115. (in Chinese with English abstract)

[26] 王赞军, 王宏超, 董娣, 等. 华蓥山断裂带的物探成果综述 [J]. 四川地震, 2018(3): 6-12.
WANG Z J, WANG H C, DONG D, et al. Review of geophysical results of Huayingshan fault zone[J]. Earthquake Research in Sichuan, 2018(3): 6-12. (in Chinese with English abstract)

[27] 李让彬, 段金宝, 潘磊, 等. 川东地区中二叠统茅口组白云岩储层成因机理及主控因素 [J]. 天然气地球科学, 2021, 32(9): 1347-1357.
LI R B, DUAN J B, PAN L, et al. Genetic mechanism and main controlling factors of the Middle Permian Maokou Formation dolomite reservoirs in the eastern Sichuan Basin[J]. Natural Gas Geoscience, 2021, 32(9): 1347-1357. (in Chinese with English abstract)

[28] 宋鸿彪, 罗志立. 四川盆地基底及深部地质结构研究的进展 [J]. 地学前缘, 1995, 2(4): 231-237.
SONG H B, LUO Z L. The study of the basement and deep geological structures of Sichuan Basin, China[J]. Earth Science Frontiers, 1995, 2(4): 231-237. (in Chinese with English abstract)

[29] 李红, 王良军, 柳益群, 等. 四川盆地东部中二叠统茅口组热液活动特征 [J]. 古地理学报, 2021, 23(1): 153-174.
LI H, WANG L J, LIU Y Q, et al. Hydrothermal activities in the Middle Permian Maokou Formation in eastern Sichuan Basin[J]. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 2021, 23(1): 153-174. (in Chinese with English abstract)

[30] MCLENNAN S M. Chapter 7. rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes[M]// Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Berlin, Germany: De Gruyter, 1989: 169-200.

[31] ADACHI M, YAMAMOTO K, SUGISAKI R. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the northern Pacific their geological significance as indication od ocean ridge activity[J]. Sedimentary Geology, 1986, 47(1/2): 125-148.

[32] GROMET L P, HASKIN L A, KOROTEV R L, et al. The "north American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1984, 48(12): 2469-2482.

[33] KEMKIN I V, KEMKINA R A. Depositional environment of cherts of the Sikhote-Alin region (Russia far East): Evidence from major, trace and rare earth elements geochemistry[J]. Journal of Earth Science, 2015, 26(2): 259-272.

[34] YAMAMOTO K. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto Terranes[J]. Sedimentary Geology, 1987, 52(1/2):

65-108.

[35] 邓空, 陆扬博, 张柏林, 等. 二叠纪中晚期地质事件对川东北富有机质页岩发育的控制 [J]. 地质科技通报, 2025, 44(2): 161-181.
DENG K, LU Y B, ZHANG B L, et al. Controls of Middle and Late Permian major geological events on the development of the organic-rich shales in northeast Sichuan Basin[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2025, 44(2): 161-181. (in Chinese with English abstract)

[36] FRIMMEL H E. Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as Palaeoenvironmental indicator[J]. Chemical Geology, 2009, 258(3/4): 338-353.

[37] GUO L N, HOU L, LIU S S, et al. Rare earth elements geochemistry and C–O isotope characteristics of hydrothermal calcites: Implications for fluid-rock reaction and ore-forming processes in the phapon gold deposit, NW Laos[J]. Minerals, 2018, 8(10): 438.

[38] MURRAY R W, JONES D L, TEN BRINK M R B. Diagenetic formation of bedded chert: Evidence from chemistry of the chert-shale couplet[J]. Geology, 1992, 20(3): 271-274.

[39] FLEET A J. Hydrothermal and hydrogenous Ferro-manganese deposits: Do they from a continuum? the rare earth element evidence[M]. Hydrothermal processes at seafloor spreading centers. Boston, MA: Springer US, 1983: 535-555.

[40] WANG J G, CHEN D Z, WANG D, et al. Petrology and geochemistry of chert on the marginal zone of Yangtze Platform, western Hunan, South China, during the Ediacaran-Cambrian transition[J]. Sedimentology, 2012, 59(3): 809-829.

[41] GERMAN C R, HOLLIDAY B P, ELDERFIELD H. Redox cycling of rare earth elements in the suboxic zone of the Black Sea[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1991, 55(12): 3553-3558.

[42] 黄思静. 碳酸盐岩的成岩作用 [M]. 北京: 地质出版社, 2010.
HUANG S J. Carbonate diagenesis[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2010. (in Chinese)

[43] FAN H F, WEN H J, ZHU X K, et al. Hydrothermal activity during Ediacaran-Cambrian transition: Silicon isotopic evidence[J]. Precambrian Research, 2013, 224: 23-35.

[44] HANS WEDEPOHL K. The composition of the continental crust[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995, 59(7): 1217-1232.

[45] 莫宣学, 赵志丹, 喻学惠, 等. 青藏高原新生代碰撞−后碰撞火成岩 [M]. 北京: 地质出版社, 2009.
MO X X, ZHAO Z D, YU X H, et al. Cenozoic collision-post collision igneous rocks in Qinghai-Tibet Plateau[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2009. (in Chinese)

[46] CARO G, BOURDON B. Non-chondritic Sm/Nd ratio in the terrestrial planets: Consequences for the geochemical evolution of the mantle–crust system[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2010, 74(11): 3333-3349.

[47] 李映涛, 叶宁, 袁晓宇, 等. 塔里木盆地顺南 4 井中硅化热液的地质与地球化学特征 [J]. 石油与天然气地质, 2015, 36(6): 934-944.
LI Y T, YE N, YUAN X Y, et al. Geological and geochemical characteristics of silicified hydrothermal fluids in Well Shunnan 4, Tarim Basin[J]. Oil & Gas Geology, 2015, 36(6): 934-944. (in Chinese with English abstract)

[48] BOLHAR R, KAMBER B S, MOORBATH S, et al. Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 222(1): 43-60.

[49] HERZIG P M, BECKER K P, STOFFERS P, et al. Hydrothermal silica chimney fields in the Galapagos spreading center at 86°W[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1988, 89(3/4): 261-272.

[50] MURRAY R W, BUCHHOLTZ TEN BRINK M R, JONES D L, et al. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale[J]. Geology, 1990, 18(3): 268-271.

[51] 李长海, 董晓伟, 石倩茹, 等. 黄骅坳陷歧口主凹区东营组砂岩物源方向与沉积模式: 来自碎屑锆石 U-Pb 年代学的制约 [J]. 地质科技通报, 2025, 44(5): 65-81.
LI C H, DONG X W, SHI Q R, et al. Source area and sedimentary model of the sandstone in the Third Member of Dongying Formation in main concave, Qikou Sag, Huanghua Depression: Constraints from detrital zircons U-Pb dating[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2025, 44(5): 65-81. (in Chinese with English abstract)

[52] KIMURA H, WATANABE Y. Oceanic anoxia at the Precambrian-Cambrian boundary[J]. Geology, 2001, 29(11): 995.

[53] 张汉文. 秦岭泥盆系的热水沉积岩及其与矿产的关系: 概论秦岭泥盆纪的海底热水作用 [J]. 西北地质科学, 1991(31): 15-39.
ZHANG H W. On hydrothermal sedimentary rocks and their relationships with mineral resources in Devonian period of Qinling area, China[J]. Northwest Geoscience, 1991(31): 15-39. (in Chinese with English abstract)

[54] 杨康. 川东地区中二叠统茅口组硅质岩成因研究 [D]. 西安: 西北大学, 2022.
YANG K. Research on genesis of the Middle Permian Maokou Formation siliceous rocks in the eastern Sichuan Basin[D]. Xi'an: Northwest University, 2022. (in Chinese with English abstract)

[55] HUNT J D, MANNING C E. A thermodynamic model for the system SiO_2-H_2O near the upper critical end point based on quartz solubility experiments at 500–1 100℃ and 5–20 kbar[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2012, 86: 196-213.

[56] 王立亭, 陆彦邦, 赵时久. 中国南方二叠纪岩相古地理与成矿作用 [M]. 北京: 地质出版社, 1994.
WANG L T, LU Y B, ZHAO S J. Permian lithofacies Palaeogeography and mineralization in Southern China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1994. (in Chinese)

[57] 刘嘉伟, 赵虎, 王轶, 等. 川东龙会场: 龙门地区二叠系火山岩分布特征及油气地质意义 [J]. 天然气地球科学, 2022, 33(3): 381-395.
LIU J W, ZHAO H, WANG Y, et al. Distribution characteristics and hydrocarbon geological significance of Permain volcanic rocks in Longhuichang-Longmen areas, eastern Sichuan Basin, SW China[J]. Natural Gas Geoscience, 2022, 33(3): 381-395. (in Chinese with English abstract)

[58] 胡明毅, 胡忠贵, 魏国齐, 等. 四川盆地茅口组层序岩相古地理特征及储集层预测 [J]. 石油勘探与开发, 2012, 39(1): 45-55.
HU M Y, HU Z G, WEI G Q, et al. Sequence lithofacies paleogeography and reservoir prediction of the Maokou Formation in

Sichuan Basin[J]. Petroleum Exploration and Development, 2012, 39(1): 45-55. (in Chinese with English abstract)

[59] 冯增昭, 杨玉卿, 金振奎, 等. 中国南方二叠纪岩相古地理 [J]. 沉积学报, 1996, 14(2): 1-11.
FENG Z Z, YANG Y Q, JIN Z K, et al. Permian lithofacies Palaeogeography in Southern China[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1996, 14(2): 1-11. (in Chinese with English abstract)

[60] 田景春, 林小兵, 郭维, 等. 四川盆地二叠纪玄武岩喷发事件的油气地质意义 [J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 2017, 44(1): 14-20.
TIAN J C, LIN X B, GUO W, et al. Geological significance of oil and gas in the Permian basalt eruption event in Sichuan Basin, China[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 2017, 44(1): 14-20. (in Chinese with English abstract)

[61] 李军亮, 刘惠民, 王勇, 等. 济阳陆相断陷盆地页岩油研究进展 [J]. 油气地质与采收率, 2024, 31(4): 60-72.
LI J L, LIU H M, WANG Y, et al. Research progress of shale oil in Jiyang continental faulted basin[J]. Petroleum Geology and Recovery Efficiency, 2024, 31(4): 60-72.

Summary for “川东中二叠统茅口组硅质岩岩石学、地球化学特征及成因”

Petrographic, geochemical characteristics and genesis of the siliceous rock in the Middle Permian Maokou Formation at the eastern Sichuan Basin

CHEN Lanpu[1*], GUO Zhanfeng[2], ZHENG Aiwei[1], LIU Haotian[2], LIU Yi[1], GAO Anhua[1], CHEN Jie[1]

1. Rsearch Institute of Exploration and Development, Jianghan Oilfield Company, SINOPEC, Wuhan 430223, China;
2. Jianghan Oilfield Company, SINOPEC, Qianjiang Hubei 433100, China

* Corresponding author, E-mail: c506lp@163.com

Abstract: [**Objective**] To explore the sedimentary environment, sources, and formation mechanisms of siliceous rock from the Maokou Formation on the eastern edge of the Upper Yangtze Block. [**Methods**] This study focuses on the siliceous rock in the Middle Permian Maokou Formation from the eastern Sichuan area. Based on detailed petrological observations and analyses, the major elements, trace elements, and rare earth elements of the siliceous rock were analyzed. [**Results**] The results show that the formation of the siliceous rock was not influenced by terrigenous materials. The SiO_2 primarily originated from hydrothermal fluids associated with Permian magmatism, with biological processes, which played a role in its formation. The siliceous rock formed in relatively hypoxic, deep-water rift troughs and surrounding shallow water platforms near the continental margin, under a background of alternating platforms and basins. The activation of deep basement faults caused by the Emei mantle plume and newly formed synsedimentary faults provided the main channels for the upward migration of hydrothermal fluids. The interaction between the hydrothermal fluids and the crust during migration resulted in characteristics indicative of crustal-mantle mixed sources. The siliceous rock was deposited during the synsedimentary period or shortly after deposition, mainly through the replacement of carbonate components. The loose and porous medium conditions facilitated the flow of hydrothermal fluids through the sediments, leading to bedding metasomatism or precipitation. The intermittent action of hydrothermal fluids caused uneven silicification. [**Conclusion**] This research proposes a new perspective on the genesis of the Maokou Formation siliceous rock in the eastern Sichuan area of the Upper Yangtze Block, deepening the understanding of the paleotectonic sedimentary evolution at the Middle-Late Permian boundary, and providing important insights for natural gas exploration and development in this region.

Key words: eastern Sichuan Basin; Maokou Formation; siliceous rock; geochemistry; genesis

Received: 2024-05-09; Revised: 2024-08-15; Accepted: 2024-08-22

doi: 10.19509/j.cnki.dzkq.tb20240243