早志留世华南扬子地区大陆风化作用与上升洋流演化及其对龙马溪组黑色页岩有机质富集的指示

冉倍[1]，杨向荣[1*]，齐爽怡[1]，史嘉欣[1]，杨增辉[1]，严德天[2]

1. 长江大学地球科学学院，武汉 430199；
2. 中国地质大学（武汉）构造与油气重点实验室，武汉 430070

第一作者，E-mail：ran2363190500@163.com

* 通信作者，E-mail：m15727044911@163.com

2024-11-11 收稿；2025-01-11 修回；2025-02-17 接受

基金项目：国家自然科学基金项目(42402123)；大学生创新创业训练计划项目(Yz2024027)

中图分类号：P618.13　　文章编号：2096-8523(2025)04-0217-16　　doi: 10.19509/j.cnki.dzkq.tb20240678

摘　要：关于华南扬子地区龙马溪组黑色页岩中的有机质富集机制一直存在争议，为揭示古气候条件转变背景下大陆风化作用和上升洋流的演化特征，并探究该地区沉积物中有机质的富集主控因素，以四川省布拖地区布地 1 井龙马溪组为研究对象，采用地球化学方法重建了早志留世古气候和古海洋水化学条件。研究表明，龙马溪组沉积期化学风化作用展现出逐渐增强的趋势，而水动力条件总体处于停滞局限的状态。龙马溪组早期伴随赫南特冰期的结束，全球气候变暖，冰盖消融促进了河流径流量增加，进而增强了物理剥蚀速率和化学风化速率，并导致了该时期表层海洋较高的生物生产力。此外，龙马溪组富有机质黑色页岩沉积存在时间和空间序列上的差异性。在时间序列上主要受到强烈气候波动下的大陆风化作用演化影响，即龙马溪组早期强烈的化学风化速率促进了有机质的富集；而在空间尺度上与扬子地区的上升洋流强度有关，即在扬子海外陆棚地区强烈的上升洋流促进了有机质和有机硅的富集。本研究揭示了研究区早志留世重大地质事件驱动下的有机质富集机制，总结了华南扬子地区空间上龙马溪组富有机质页岩的差异发育模式，可为华南龙马溪组页岩中有机质富集模式提供新的视角。

关键词：大陆风化作用；上升洋流；龙马溪组；有机质；黑色页岩；扬子地区

页岩气是重要的非常规能源，具有自生自储、大面积连续成藏的特点，以吸附和游离状态赋存于高碳泥页岩中[1]。四川盆地是目前中国页岩气勘探开发的重点地区，随着上扬子地区页岩气田勘探程度的不断深入，中国华南地区页岩气勘探开发快速发展，对中国页岩气资源规模发展起重要作用[2-4]。页岩中有机质含量是决定页岩生烃、储集性能的重要指标之一，因此，明确页岩中有机质的富集机制对于优选页岩气有利区具有决定性作用。

晚奥陶世–早志留世转折期，中国华南扬子地区广泛发育了一套海相富有机质页岩(上奥陶统五峰组–下志留统龙马溪组)[5-6]。研究表明华南扬子地区龙马溪组黑色页岩有机质富集主要受到古海洋生产力与氧化还原条件 2 个方面控制[7-8]，而近些年来许多学者[5, 9-11] 提出重大地质事件是影响扬子海古生产力和氧化还原条件的驱动因素，例如大陆风化作

著录信息：冉倍，杨向荣，齐爽怡，等. 早志留世华南扬子地区大陆风化作用与上升洋流演化及其对龙马溪组黑色页岩有机质富集的指示［J］. 地质科技通报，2025，44(4)：217-232.

RAN Bei, YANG Xiangrong, QI Shuangyi, et al. Evolution of continental weathering and upwelling in Early Silurian and the implications for the organic matter accumulations in the black shales of Longmaxi Formation in the Upper Yangtze Block of South China［J］. Bulletin of Geological Science and Technology, 2025, 44(4)：217-232.

© 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

用、上升洋流、火山活动对高生产力的促进作用，气候变冷、海平面降低则导致了海洋的富氧。

近年来，关于龙马溪组黑色页岩中有机质富集驱动机制一直存在大陆风化作用或上升洋流作用的争论[12-13]。大陆风化作用通过影响全球碳循环和营养物质循环过程[14-15]，进而影响初级生产力与海洋氧化还原环境转变，使得其与富有机质页岩的沉积具有重要联系[11-12]。上升洋流作为大洋循环的重要方式，其可以将底层缺氧水体和营养物质携带到表层海洋，进而影响海洋生产力水平和水体氧化还原条件，最终促进有机质的富集[13, 16]。针对早志留世华南扬子地区下志留统龙马溪组黑色页岩有机质富集主控因素为大陆风化作用或上升洋流作用仍旧存在争论[11-13]，并且针对不同区域大陆风化作用与上升洋流的差异对比，及其对整个区域龙马溪组富有机质页岩沉积的影响仍需进一步研究。

前人[17]研究区域多分布于川东北–川南坳陷区的半封闭深水海域，水深超过 100 m，黑色页岩大规模沉积，多为泥质半深水–深水陆棚或含钙质半深水–深水陆棚区域，岩相以黑色硅质页岩、碳质页岩为主，而本研究选取的布地 1 井位于川西南地区，靠近滇黔古陆，受陆源影响较大，主要为钙质浅水陆棚。总体上本研究区与前人主要关注的区域在海洋环境、水动力条件、陆源物质输入等方面均具有一定差异性[11, 13]，因此，本研究可以为华南龙马溪组页岩中有机质富集模式提供新的视角。

综上，本研究以华南扬子地区下志留统龙马溪组黑色页岩为研究对象，开展沉积学与元素地球化学分析，对早志留世扬子地区大陆化学风化作用强度变化和上升洋流特征进行深入探究，以揭示研究区早志留世重大地质事件驱动下的有机质富集机制，并总结华南扬子地区空间上龙马溪组富有机质页岩的差异发育模式。

1　区域地质概况

晚奥陶世–早志留世华南地区位于赤道附近（图 1a），由东南部的华夏板块和西北部的扬子板块组成[27-28]。早志留世受加里东运动的影响，华夏板块俯冲至扬子板块的下方，华夏板块和扬子板块边缘逐渐抬升形成古陆（图 1b），局部形成水下高地[29]。扬子板块北部由于地壳挤压变形形成深水坳陷盆地，周边形成多个隆起，使扬子局部地区因古陆和水下高地的隔离而处于局限的沉积环境，同时受气候变暖影响，全球海平面上升使得华南扬子海在早志留世总体处于受限缺氧环境，导致在华南地区广泛分布一套富有机质黑色页岩龙马溪组（图 1c）[27, 29-30]。

研究区总体位于四川省西南部的布拖地区，扬子板块黔中隆起边缘。研究样品采自布地 1 井（BD-1 井），主要出露上奥陶统临湘组、铁足菲克组，下志留统龙马溪组地层。受赫南特冰期结束影响，志留纪早期布拖地区海水相对较深，发育了龙马溪组黑色页岩[22]。该地区龙马溪组地层（黑色页岩）（图 1c），与下伏铁足菲克组灰白色白云质灰岩、白云岩、灰岩可能整合接触，与上覆布拖组灰色薄层灰岩、泥灰岩或钙质泥岩与灰黑色泥质粉砂岩和泥岩互层整合接触[18, 31]。

2　分析方法与数据处理

2.1　分析方法

2.1.1　总有机碳含量 TOC

将粉末样品置于浓度 2 mol/L HCl 中反应，溶解去除碳酸盐矿物。用 HCl 处理后，样品残渣用 Milli-Q 水（高纯度水）反复洗涤，以去除样品中残留的 HCl。将洗涤过的残渣置于 50℃ 的烘箱中干燥过夜。然后使用 ElementarVarioEL 分析仪对大约 100 mL 的干燥样品残渣中 TOC 进行分析。以国家标准 GB/T19145-2003 对样品进行重复分析，使 w(TOC)测量的分析精度优于 0.5%。

2.1.2　主量元素和微量元素

将样品经烘干、研磨后，制成 200 目（粒径 0.075 0 mm）粉末，通过粉末压片法制片备测。主量元素分析使用 ZsxPrimusII 荧光光谱仪（XRF），包括 SiO_2、Al_2O_3、Na_2O、K_2O、P_2O_5、TiO_2、CaO 和 MnO。以国家标准 GBW07101-14 为依据，用理论 α 系数法对数据进行校正，使相对标准偏差（*RSD*）小于 2%，分析精度优于 5%。

微量元素分析使用 Agilent7700e 电感耦合等离子体质谱仪（ICP-MS）进行。依据 3 个国际参考标准（BCR-2、BHVO-2 和 GSR-6）对样品进行重复分析，使微量元素的分析精度优于±5%。

2.2　数据处理

2.2.1　化学风化指标的计算

化学蚀变指数（*CIA*）由 NESBITT 等[32]首次提出，是一种可用于定量反映原岩化学风化和判断物源区的风化程度的化学指标。其公式为：

$$CIA=Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO^*+Na_2O+K_2O)\times 100, \quad (1)$$

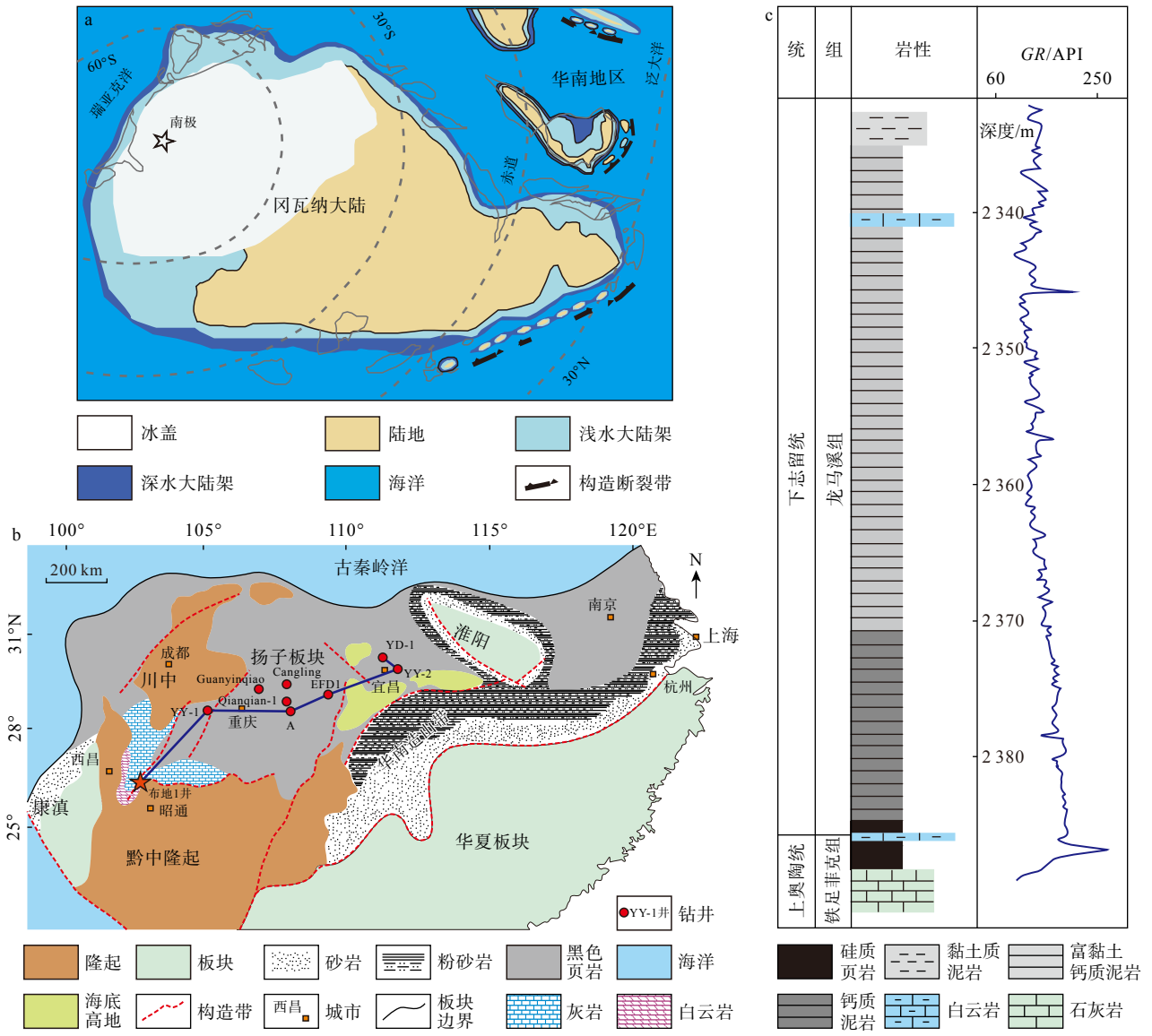


图 1　华南地区的晚奥陶世古地理图[18-19](a)；扬子陆架海古地理图[20]和所研究的钻孔（布地-1 井（本研究），YY-1 井[21]，钻井 A[12]，EFD1 井[22]，YY-2 井[23]，YD-1[12]，Qianqian-1[24]，Guanyinqiao[25]，Cangling[26]）(b) 及布地-1 井地层剖面图 (c)

Fig. 1　Late Ordovician paleogeographic maps of South China (a) well paleogeographic maps of the Yangtze Shelf Sea and the studied boreholes (b) and strata profile of Well BD-1 (c)

式中：氧化物以摩尔分数表示，其中 CaO*指硅酸盐中的 CaO，但不包括碳酸盐和磷灰石中的 CaO。在本研究中，采用 MCLENNAN[33] 提出的方法来计算硅酸盐中的 CaO*。其公式为：

$$CaO^* = CaO - (P_2O_5 \times 10/3)。 \quad (2)$$

由于硅酸盐中 CaO 和 Na_2O 比例通常为 1∶1，所以在碳酸盐含量不明确情况下，如果计算出的 CaO*大于 Na_2O，则使用 Na_2O 表示 CaO*；如果计算出的 CaO*小于 Na_2O，则使用 CaO 表示 CaO*。在成岩作用过程中，钾的交代作用使钾元素富集，导致计算结果偏低。因此，要考虑钾交代作用对结果的影响，本研究中使用 FEDO 等[34] 提出的方法对结果进行校正，其公式为：

$$K_2O^* = m \times Al_2O_3 + m \times (CaO^* + Na_2O)/(1-m), \quad (3)$$

式中：m 为母岩中 K_2O 的比例，m=$K_2O/(Al_2O_3+CaO^*+Na_2O+K_2O)$。

校正后的化学蚀变指数（CIA_{corr}）计算公式为：

$$CIA_{corr} = Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO^*+Na_2O+K_2O^*) \times 100。 \quad (4)$$

为了排除钾的交代作用使钾元素富集影响结果，HARNOIS[35] 提出新的化学风化作用强度判别指标化学风化指数（CIW），其计算公式为：

$$CIW = 100 \times [Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO^*+Na_2O)], \quad (5)$$

式中: 氧化物采用摩尔分数表示。

2.2.2　上升洋流、古海洋生产力及氧化还原条件指标的计算

在计算上升洋流、古海洋生产力及氧化还原条件指标时, 为排除陆源碎屑物质输入及其他因素造成的影响, 使用富集系数进行计算[16, 36]。某元素富集系数的计算公式为:

$$X_{EF}=(X/Al)_{样品}/(X/Al)_{PAAS}, \quad (6)$$

式中: $(X/Al)_{样品}$表示样品中某一元素 X 与 Al 元素含量的比值; $(X/Al)_{PAAS}$ 表示将样品用后太古宙澳大利亚页岩(PAAS)[37] 进行标准化后的比值。

通常可用 Ba 元素和 Si 元素生物来源部分对古生产力进行评估, 应用过剩元素排除陆源输入影响[16], 其计算公式为:

$$X_{过量}=X_{样品}-[(X/Al)_{PAAS}\times Al_{样品}] \quad (7)$$

式中: $X_{样品}$, $Al_{样品}$表示样品中某一元素 X 和 Al 元素含量; $(X/Al)_{PAAS}$ 表示将样品用后太古宙澳大利亚页岩(PAAS)[37] 进行标准化后的比值。

3　结　果

3.1　总有机碳含量(TOC)

本次研究以 w(TOC)=1.00% 为划分界限, 将研究中龙马溪组页岩划分为 2 个阶段。其中早期为龙马溪组下部(w(TOC)>1.00%), 而晚期为龙马溪组上部(w(TOC)<1.00%)。这一龙马溪组黑色页岩中有机质含量由下向上逐渐降低的趋势在前人研究中已被广泛识别。

3.2　主量元素

SiO_2、Al_2O_3、CaO 和 K_2O 在研究区龙马溪组页岩中的质量分数较高。其中, $w(SiO_2)$最高, 介于 42.46% ~ 52.58% 之间, 且龙马溪组下部(平均值 45.08%)低于龙马溪组上部平均值(平均值 49.39%)。w(CaO)和 $w(Al_2O_3)$分别介于 6.00% ~ 15.07% 之间与 4.23% ~ 11.12% 之间, 总体上 w(CaO)在龙马溪组下部(w(CaO)为 12.46%)高于龙马溪组上部(w(CaO)为 7.73%), 而 $w(Al_2O_3)$则龙马溪组下部($w(Al_2O_3)$为 5.33%)低于龙马溪组上部($w(Al_2O_3)$为 8.71%)。$w(K_2O)$介于 3.04% ~ 4.53%, 龙马溪组下部(平均值 3.44%)稍微低于龙马溪组上部(平均值 4.09%)。$w(Na_2O)$、$w(TiO_2)$、w(MnO)、$w(P_2O_5)$平均值均较低, 总体低于 1%。

3.3　微量元素

微量元素中 Ba 质量分数相对较高, 介于 372.00 ~ 647.00 mg/kg 之间。V、Zr、Cr 和 Ni 质量分数中等, 分别介于 96.60 ~ 130.00, 89.50 ~ 144.00, 74.00 ~ 115.00, 39.3 ~ 54.7 mg/kg 之间。而 Cu、Co、Mo、U 和 Cd 质量分数相对较低, 平均值分别为 25.82, 14.13, 6.55, 4.79, 0.18 mg/kg。总体上, V、Cr、Co 和 Zr 的质量分数由龙马溪组下部向上呈现逐步上升的趋势, 而 Ni、Cu、Mo、Cd、Ba 和 U 的质量分数由下至上呈现降低的趋势。

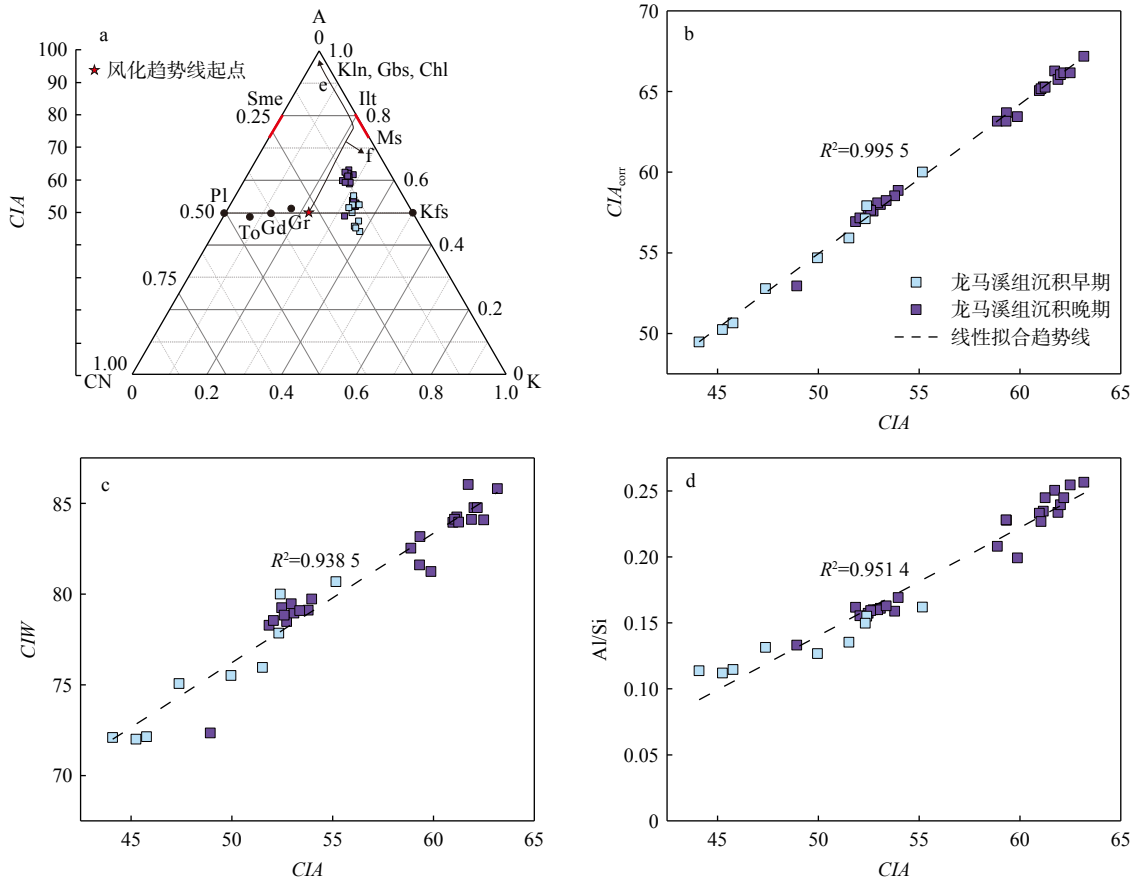
4　讨　论

4.1　大陆风化作用指标评价

通常, 化学风化作用强度可用原岩化学风化速率(W)与剥蚀速率(D; 包括物理侵蚀和化学风化)之比表示。当剥蚀速率较低时, 化学风化速率随剥蚀速率的增大而增大, 然而, 风化残留物由于较低的剥蚀速率难以及时被运走, 导致原岩具有更长的风化时间, 沉积物具有较高的 W/D 比值和化学风化作用强度。相反, 剥蚀速率的增高也伴随着化学风化速率的增高, 然而化学风化速率增高的速率显著低于剥蚀速率, 导致较低的 W/D 比值和化学风化作用强度[38]。多种化学风化作用强度指数(例如: *CIA* 和 *CIW*)已被广泛用于重建地质历史时期的化学风化作用强度演化过程[32, 39]。然而, 前人发现受到诸如沉积物源区、钾交代作用等的影响, 仍需对化学风化作用强度指标的可靠性进行评估。

碎屑沉积岩中的主量元素 Al、Ti 和 Zr 等在风化、搬运和成岩过程中不易溶解并具有一定稳定性, 进而其含量或比值被用来判别原岩类型[32, 40-41]。通常, Ti/Zr>195, 为铁镁质火成岩; 55<Ti/Zr<195, 为中性火成岩; Ti/Zr<55, 为长英质火成岩。本研究中龙马溪组黑色页岩的 Ti/Zr 比值较低, 均低于 55(平均值为 37.34), 指示原岩类型为长英质火成岩。

此外, A-CN-K 图也可以用于判定沉积岩的原岩类型[39, 42], 结果显示布地 1 井黑色页岩主要来源于花岗闪长岩或花岗岩的风化(图 2a)。通常, 成岩过程中钾的交代作用使黑色页岩中 K_2O 发生富集, 进而影响 *CIA* 值并导致计算所得化学风化作用强度低于真实情况。为了消除其影响, 本研究采用 *CIA* 矫正值(CIA_{corr})来消除钾交代作用对结果的影响[42]。结果发现计算所得到的 CIA_{corr} 与 *CIA* 间呈现显著的正相关性(图 2b), 表明钾交代作用没有改变研究区黑色页岩的真实 *CIA* 值变化趋势。此外, *CIW* 也可用于判断物源区风化程度, 并且 *CIW* 值去除了 K_2O



A. Al_2O_3; CN. CaO*+Na_2O; K. K_2O; Pl. 斜长石; Kfs. 钾长石; Ilt. 伊利石; Ms. 白云母; Sme. 蒙脱石; Kln. 高岭石; Gbs. 三水铝石; Chl. 绿泥石; To. 方钠石; Gd. 花岗闪长岩; Gr. 花岗岩; f 线. 钾在沉积物中的成岩作用; e 线. 预测的风化趋势

图 2　布地-1 井在 A-CN-K 图上的分析样品图 (a)，CIA_{corr} 与 *CIA*(b)、*CIW* 与 *CIA*(c)、Al/Si 与 *CIA*(d) 相关性图

Fig. 2　A-CN-K diagram (a), CIA_{corr}-*CIA* (b), *CIW*-*CIA* (c), and Al/Si-CIA (d) plots of samples obtained from Well BD-1

含量，进而排除了钾交代作用的影响[35]，结果发现 *CIA* 与 *CIW* 值间具有较好的相关性(图 2c)，同样可以反映 *CIA* 值的变化趋势未受到成岩作用的影响。

通常，石英的抗风化能力较强，使得沉积物粒度较粗时具有较高的 Si 含量，相反，铝硅酸盐矿物在化学风化过程中粒度会逐渐变细，使得 Al 在粒度较细颗粒中富集。研究表明，可利用 Al/Si 比值来反映化学风化过程中沉积物粒度的变化，通常，Al/Si 比值与沉积物粒度间呈现显著的负相关关系。Al/Si 比值较低时反映化学风化作用程度弱，相反则反映化学风化作用强度强[43-44]。本研究发现龙马溪组黑色页岩的 Al/Si 比值与 *CIA* 间不具有显著的相关性(图 2d)，指示沉积物粒度不是影响 *CIA* 值变化的主要控制因素。

4.2　早志留世大陆风化作用演化模式

前人认为晚奥陶世–早志留世全球风化作用经历了先降低后升高的趋势，其中，赫南特冰期引发的全球温度下降导致化学风化作用强度显著降低，而冰期后全球变暖则导致鲁丹期化学风化作用强度逐渐增强[11, 39]。布地 1 井龙马溪组沉积期化学风化作用指标(CIA_{corr})呈现波动的上升趋势，龙马溪组下部 CIA_{corr} 值较低(图 3)，指示较弱的化学风化作用强度；相反，龙马溪组上部 CIA_{corr} 值较高(图 3)，指示增强的化学风化作用强度。本研究钻井处于浅海环境，这一结果与扬子地区其他区域钻井，如 YY-1 井[21]、钻井 A[12]、EFD1 井[22]、YY-2 井[23]、YD-1 井[12] 具有一致性(图 4)，指示龙马溪组沉积期具有显著增强的化学风化作用强度趋势。

前人[39, 45] 认为气候条件是决定化学风化作用强度的重要因素之一，通常，温暖湿润的气候可以引发较高的化学风化作用强度，而寒冷干燥的气候则会导致较低的化学风化作用强度。基于此理论，化学风化作用强度的转变被认为与有机质的变化具有一定的相关性，即较高的化学风化作用强度导致较高的陆源营养物质输送，进而引发海洋中较高的有机质富集程度[11]。然而，本研究发现龙马溪组沉积期逐渐增高的风化作用强度对应着降低的有机质含量(图 3)，即风化作用强度与有机质含量具有明显负相

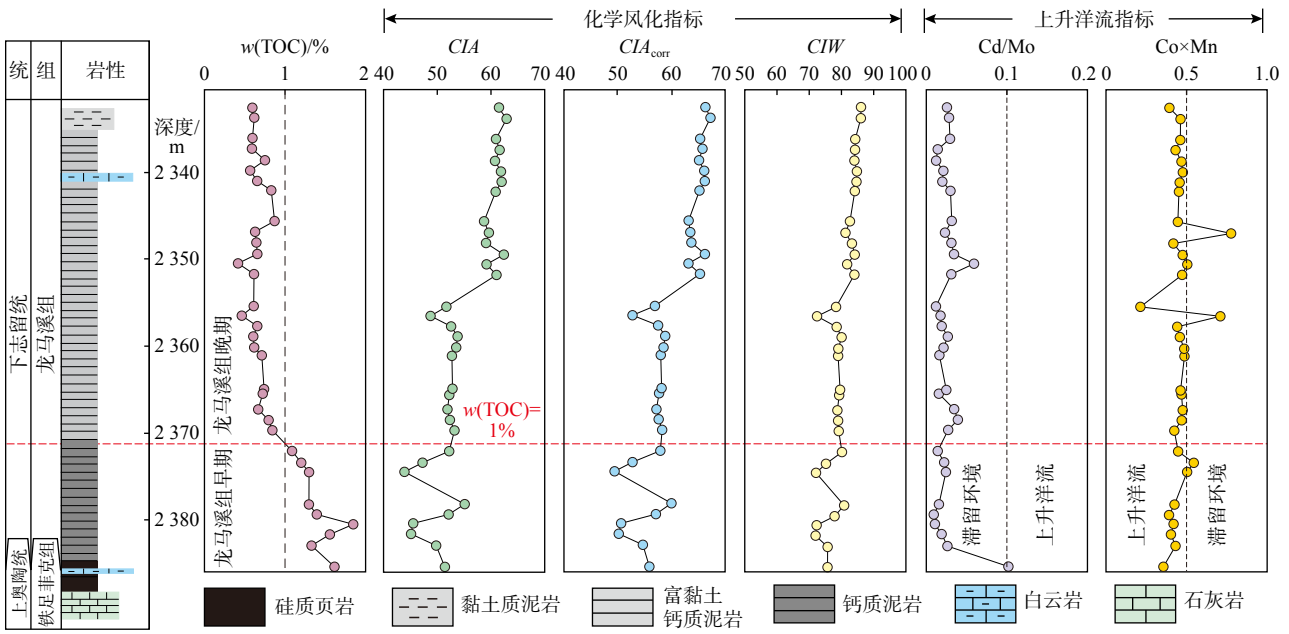


图 3　布地-1 井龙马溪组风化指标 *CIA*、CIA_{corr}、*CIW* 和上升洋流指标 Cd/Mo、Co×Mn

Fig. 3　Paleoweathering proxies of *CIA*, CIA_{corr}, *CIW* and upwelling proxies of Cd/Mo, Co×Mn of the Longmaxi Formation in Well BD-1

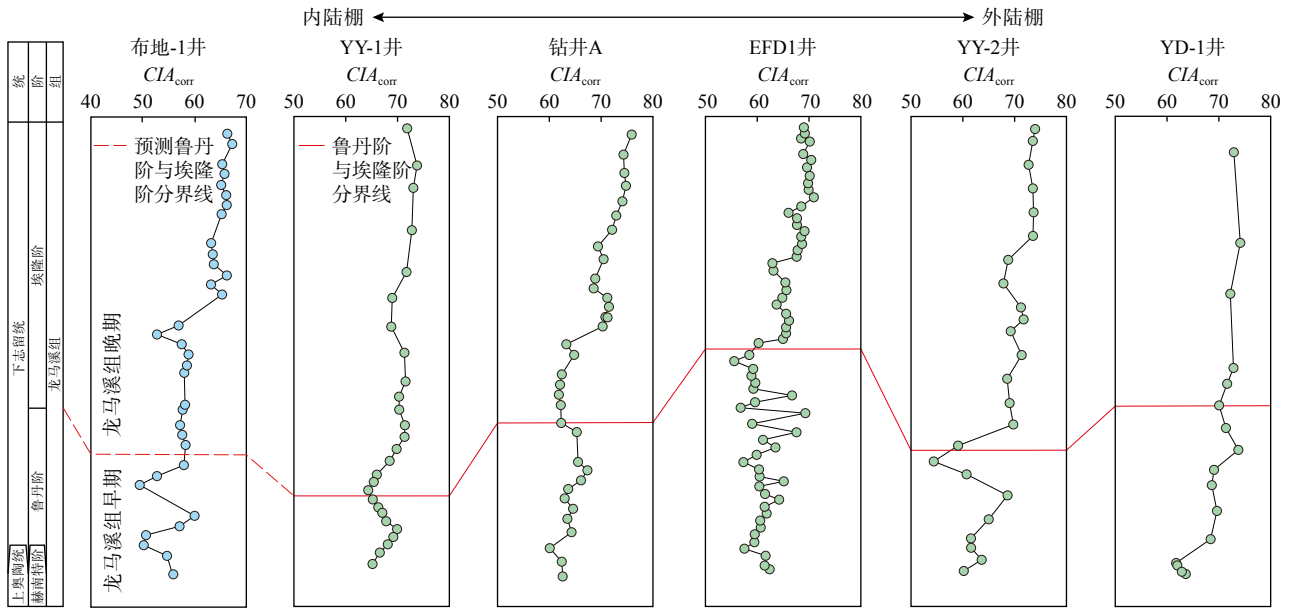


图 4　布地-1 井（本研究）、YY-1 井[21]、钻井 A[12]、EFD1 井[22]、YY-2 井[23]、YD-1 井[12] 的 *CIA* 相关性图

Fig. 4　*CIA* comparison between the BD-1 (this study), YY1[21], Well-A[12], EFD1[22], YY-2[23], YD-1[12]wells

关性(图 5a, b)。此外，基于磷灰石中的氧同位素记录研究表明由鲁丹期向埃隆期全球具有呈现变冷的趋势，尤其在埃隆期甚至出现全球性的冰期[46-47]。这一结果与传统观点认为的温室气候条件下高化学风化作用强度导致的高有机碳埋藏理论不一致，因此，本研究认为导致这一现象的原因在于冰期结束后的温室气候条件下的高河流径流量促进了物理剥蚀速率的增高，进而导致化学风化速率的显著增加，使得在龙马溪组早期具有较低的化学风化作用强度。相反，龙马溪组沉积晚期河流径流量的降低导致物理剥蚀速率和化学风化速率的降低，然而物理剥蚀速率的降低幅度要显著高于化学风化速率，使得在龙马溪组晚期具有较高的化学风化作用强度。这一认识在早志留世[12]、早三叠世[48] 同样被前人所观察到。

早志留世气候转变伴随的气温、大气 CO_2 分压、河流径流量变化可能是导致该时期异常化学风化作用的主要原因[38, 49-50]。龙马溪组早期对应着全球冰

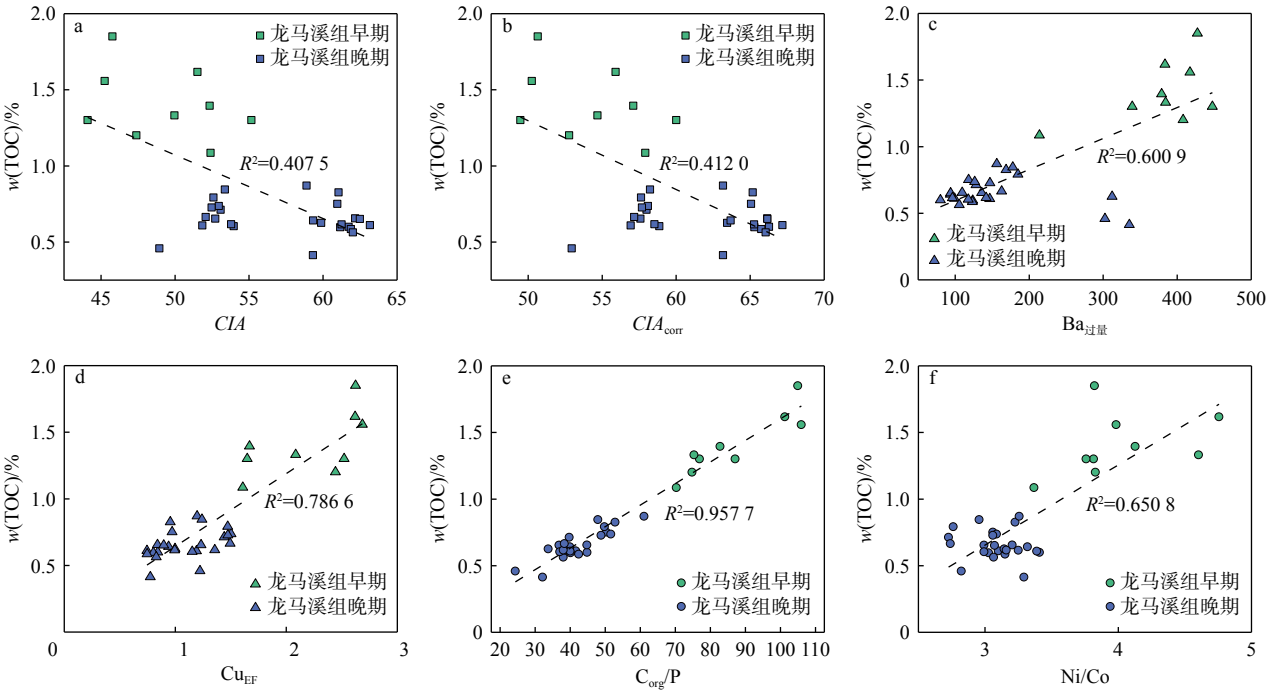


图 5　*w*(TOC) 与风化指标 *CIA*(a)、CIA_{corr}(b)，古生产力指标 $Ba_{过量}$ (c)、Cu_{EF}(d)，氧化还原条件指标 C_{org}/P(e)、Ni/Co(f) 相关性图

Fig. 5　Cross plots of TOC content versus paleoweathering proxies of *CIA* (a), CIA_{corr} (b), ancient productivity proxies of $Ba_{过量}$ (c), Cu_{EF} (d), redox condition proxies of C_{org}/P (e), Ni/Co (f)

室气候结束，该时期全球气温显著回升，导致了较高的大气 CO_2 分压和较高的温度，这一过程可以直接促进物理剥蚀和化学风化速率增加[12, 51]。此外，气温回升可以显著加速冰雪融化，促进降雨和河流径流量增强，进一步增强物理剥蚀和化学风化速率。这一结果得到了古海洋锶同位素($^{87}Sr/^{86}Sr$)和锂同位素($\delta^7Li_{海洋}$)演化的支撑。其中，早志留世海洋$^{87}Sr/^{86}Sr$比值呈现微弱降低趋势[52-53]，指示壳源物质显著降低或幔源物质增加。然而研究表明龙马溪组沉积期火山活动最强的时期对应龙马溪组沉积早期[54]，因此幔源物质的增加不是导致$^{87}Sr/^{86}Sr$比值降低的主控因素，而应解释为硅酸盐化学风化速率减弱。这与本研究结果一致，指示龙马溪组沉积早期至晚期具有逐渐较低的化学风化速率。通常，δ^7Li 对指示化学风化作用具有重要指示意义，在大陆风化过程中，硅酸盐化学风化存在 2 种风化类型：原生矿物溶解和次生矿物形成。不同类型的化学风化过程会造成不同的 Li 同位素分馏效应。在原生矿物溶解的风化过程中，Li 同位素不发生分馏，为一致风化。但在次生矿物(黏土矿物)、氧化物形成的过程中，^7Li 优先进入河水，^6Li 倾向于残留在次生矿物中，这过程中产生明显的 δ^7Li 分馏，为不一致风化[55]。最新研究表明龙马溪组沉积早期具有显著较低的 $\delta^7Li_{海洋}$ 值，而在龙马溪组沉积晚期 $\delta^7Li_{海洋}$逐渐升高[56]，即龙马溪组沉积早期由于高河流径流量和高风化剥蚀速率影响，源区土壤覆盖层较薄导致新鲜岩石容易出露地表接受化学风化作用，该时期风化物质在源区停留时间较短，黏土矿物生成量较低，溶解 Li 通量高，δ^7Li 同位素分馏较小，接受的化学风化作用强度较弱，总体上具有较高的化学风化速率、较低的化学风化作用强度、较一致风化作用属性[12, 56-57]。相反，龙马溪组晚期由于气候转冷，降水和河流径流量减少导致剥蚀速率的降低。较低的剥蚀速率不仅直接引发化学风化速率降低，且会引发大陆风化物质搬运不及时，使得岩石经历更长的风化作用时间并具有更高的化学风化作用强度和黏土矿物产率，此时溶解 Li 通量低，而 δ^7Li 同位素分馏较大。这一结果与本研究基于碎屑岩风化作用指数得到的结论相一致。

4.3　早志留世扬子地区上升洋流空间发育特征

上升洋流是受地形、季风或大洋环流等作用影响使高密度低温水体下沉至海底并向低纬度流去产生深层水上涌的一种洋流。上升洋流可以把深海低温、富溶解硅和营养盐水体带到海洋表层，促进表层生物大量生长，进而有效提高海洋生产力成为油气勘探的有利区带[58]。前人[13, 59-60]也基于沉积学和地

球化学的方法在扬子海识别到强烈的上升洋流信号，并提出上升洋流引发的表层海洋富营养化是促进龙马溪组黑色页岩中生物硅和有机质富集的主要驱动因素。

Co、Mn、Cd 和 Mo 含量被认为与上升洋流区的发育具有重要联系，其中，Co×Mn 和 Cd/Mo 被广泛用于指示海洋水体的水动力条件[61]。较低的 Co×Mn(<0.4)和较高的 Cd/Mo 比值(>0.1)可以指示上升洋流环境，而较高的 Co×Mn(>0.4)和较低的 Cd/Mo 比值(<0.1)则指示了较局限的水动力条件[61]。整体上，布地 1 井龙马溪组沉积期的 Cd/Mo 比值均低于 0.1(图 6a)，大多数岩石的 Co×Mn 值高于 0.4(图 6b)，这一特征共同反映了研究区龙马溪组沉积期不发育上升洋流与较局限的水动力条件。

Mo/TOC 比值和 U-Mo 协变指数相关性也可用于判断海洋水体的水动力条件[62-64]，在滞留厌氧水体中，海水流动性差，Mo 元素补给缓慢，沉积速率大于海水的补给速率，使海水中 Mo 元素含量偏低，导致沉积物中 Mo/TOC 比值和 Mo_{EF}/U_{EF} 较低。但是开放厌氧水体中，水体流动较强，Mo 元素不断得到补充，使海水中 Mo 元素含量较高，沉积物中 Mo/TOC 比值和 Mo_{EF}/U_{EF} 值也较高。总体上，布地 1 井的 Mo/TOC(3.32～13.00)(图 6c)和 Mo_{EF}/U_{EF}(1～3×SW)(图 6d)比值较低，指示较局限滞留的水动力条件。

本研究发现研究区龙马溪组沉积期海洋水体具有较弱的上升洋流强度(图 6)，这与前人[13]在扬子地区广泛识别到的强烈上升洋流结果不一致。这一结果与扬子地区的古地理格局有关，即古地理格局影响下的上升洋流具有显著的空间差异性[59-60]。在靠近秦岭洋的外陆棚地区，与外海的连通性较高，使得其具有较强的上升洋流。相反，在靠近滇黔古陆的研究区与外海的连通性相对较弱，导致上升洋流难以发育，并引发了较局限的水动力条件(图 7)。

4.4　大陆风化作用驱动下的高海洋生产力与海洋缺氧

4.4.1　大陆风化作用驱动下的高海洋初级生产力

页岩中过量硅($Si_{过量}$)、过量钡($Ba_{过量}$)以及铜(Cu)的含量可用于表征古海洋生产力水平[11, 59]。生物硅($Si_{过量}$)是硅藻、放射虫等硅质浮游生物通过光合作用将海水中的可溶性硅转化各自的骨骼在表层

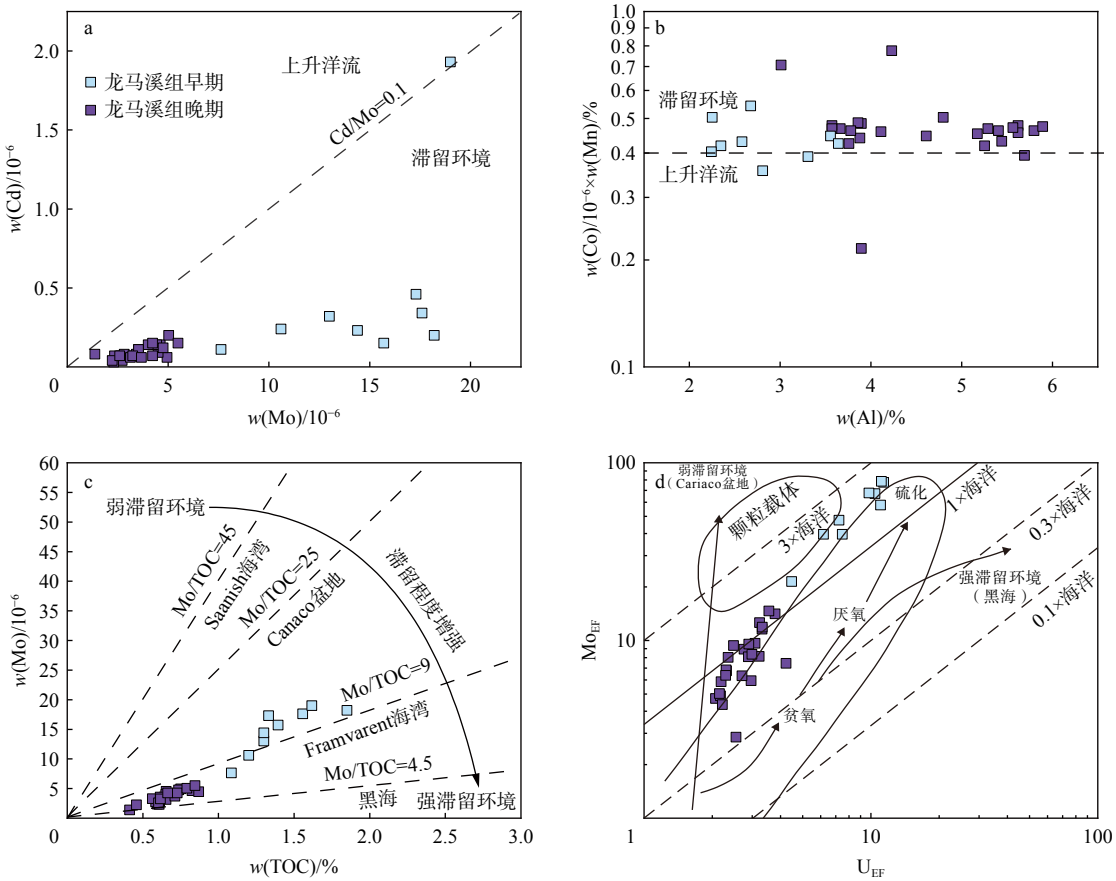


图 6　布地-1 井 Cd−Mo(a)，Co×Mn−Al(b)，Mo−TOC(c) 和 U_{EF}-Mo_{EF} 协变指数图 (d)

Fig. 6　Cross plots of Cd versus Mo (a), Co×Mn versus Al (b), Mo versus TOC (c) and Mo_{EF} versus U_{EF} (d) of Well BD-1

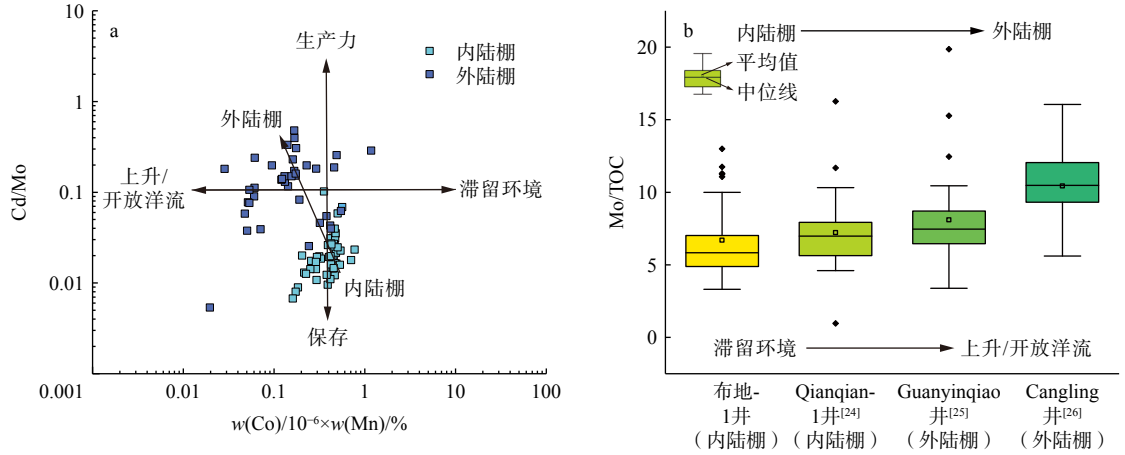


图 7　龙马溪组地层 Cd/Mo 与 Co×Mn 比值[61](a) 及 Mo/TOC 值 (b)

Fig. 7　Cross plots of Cd/Mo versus Co×Mn[61] (a) and the spatial variation in Mo/TOC ratio (b) in the Longmaxi Formation

海水中形成的，生物硅在水体中富集程度可反映古海洋生产力水平[16, 36]。钡(Ba)主要来源是海洋沉积物中重晶石的埋藏，藻类含量高使钡(Ba)处于饱和状态，能高效的形成重晶石，生物钡($Ba_{过量}$)可作为可靠的记录指标还原沉积时期的古海洋生产力水平[16]。铜(Cu)是生物生存所必须的营养元素，因此其含量可用于反映古海洋初级生产力，为排除陆源碎屑物质输入及其他因素造成的影响，本研究使用其富集指数(Cu_{EF})来还原龙马溪组沉积期古海洋生产力水平。

总体上，布地 1 井龙马溪组沉积期过量硅($Si_{过量}$)、过量钡($Ba_{过量}$)和 Cu_{EF} 均具有逐渐降低的趋势(图 8)，指示逐渐降低的古海洋生产力水平，这与前人的研究结果相一致[12]。考虑到研究区上升洋流信号较弱，总体处于一个较局限滞留的水体环境，本研究认为龙马溪组沉积期古生产力水平的变化主要受化学风化作用的控制，其中古海洋生产力指标与化学风化作用指标(*CIA*)间呈现出显著的负相关性支持了这一认识(图 9a ~ c)。通常，较高的化学风化速率可以有效促进硅酸盐岩的溶解[14]，释放充足的元素(如 K、Ca、Li 等)，并有效提高向大陆边缘海域输送营养物质通量，导致较高的表层海洋生产力水平。本研究认为龙马溪组早期较高的化学风化速率和剥蚀速率促进了营养物质的供给，使得表层海洋生产力水平升高。相反，龙马溪组晚期化学风化速率和剥蚀速率的显著降低使得营养元

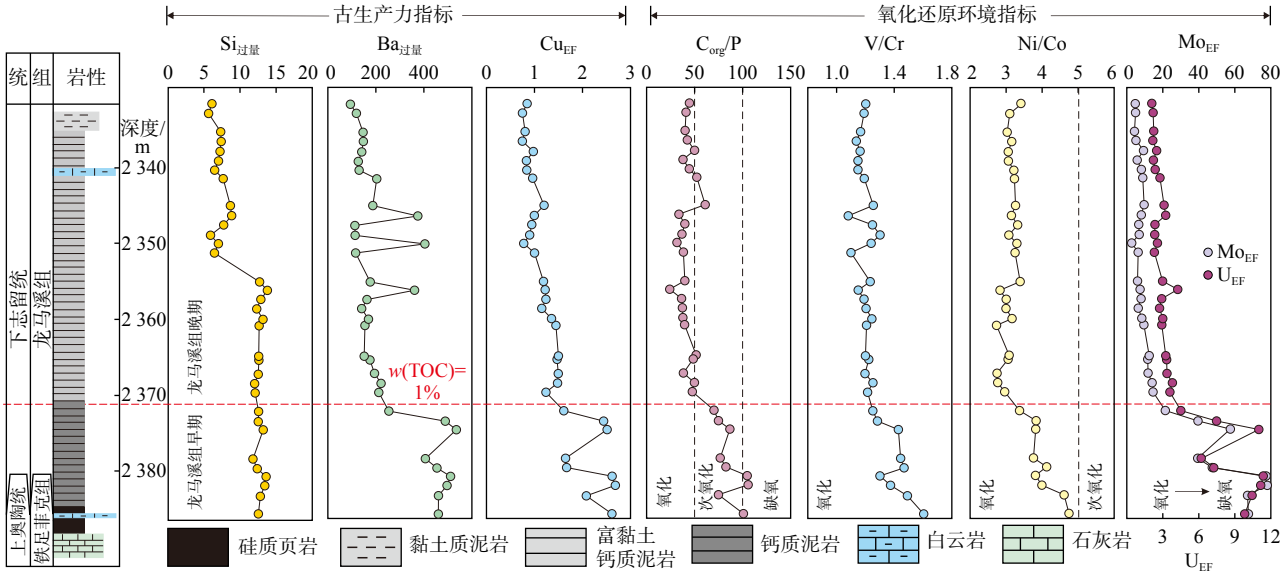


图 8　布地-1 井龙马溪组古生产力指标 $Si_{过量}$、$Ba_{过量}$、Cu_{EF} 和氧化还原环境指标 C_{org}/P、V/Cr、Ni/Co、Mo_{EF}、U_{EF}

Fig. 8　Ancient productivity proxies of $Si_{过量}$, $Ba_{过量}$, Cu_{EF} and redox condition proxies of C_{org}/P, V/Cr, Ni/Co, Mo_{EF}, U_{EF} in the Longmaxi Formation, Well BD-1

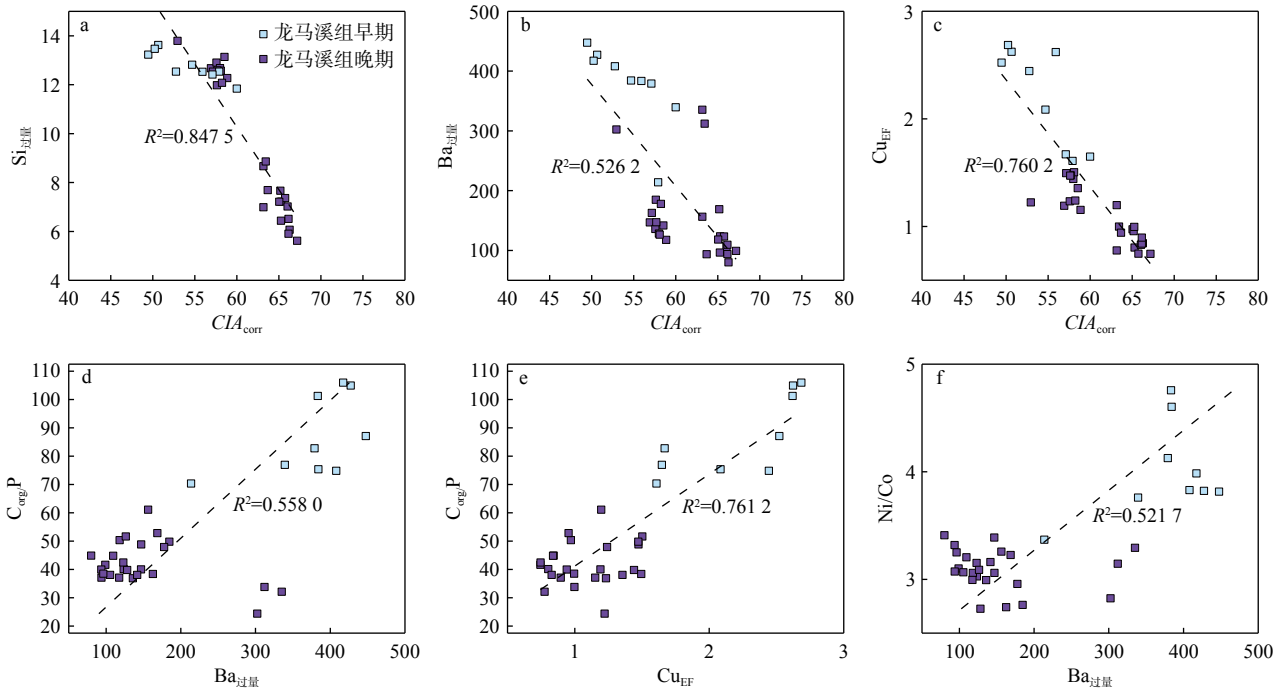


图 9　古生产力指标 $Si_{过量}$ (a)、$Ba_{过量}$ (b)、Cu_{EF}(c) 与 CIA_{corr} 相关性图及氧化还原条件指标 C_{org}/P 与古生产力指标 $Ba_{过量}$ (d)、Cu_{EF}(e) 相关性图和氧化还原条件指标 Ni/Co 与古生产力指标 $Ba_{过量}$ (f) 相关性图

Fig. 9　Cross plots of ancient productivity proxies of $Si_{过量}$ (a), $Ba_{过量}$ (b), Cu_{EF} (c) versus CIA_{corr}, cross plots of redox condition proxy of C_{org}/P versus ancient productivity proxy $Ba_{过量}$ (d), Cu_{EF} (e), cross plots of redox condition proxy of Ni/Co versus ancient productivity proxy of $Ba_{过量}$ (f)

素供给的受限，并难以维持较高的表层海洋生产力水平。

4.4.2　高海洋生产力影响下的海洋缺氧

元素地球化学手段已被广泛用于重建古海洋氧化还原条件[36, 65-66]。通常在氧化环境中，P 元素易滞留，有机质分解速率快，导致较低的 C_{org}/P 比值，反之，缺氧环境中会引发较高的 C_{org}/P 比值($C_{org}/P<50$ 为氧化环境；$50<C_{org}/P<100$ 为次氧化环境；$C_{org}/P>100$ 为缺氧环境)[67]。V、Cr、Ni、Co 均是重要的氧化还原敏感元素，因它们在不同氧化态条件下展现出不同的价态，并具有不同的物质形态，因此它们的含量及比值被广泛用于指示古海洋氧化还原状态[68](氧化环境：V/Cr<2.0，Ni/Co<5；次氧化环境：2.0<V/Cr<4.25，5<Ni/Co<7；缺氧环境：V/Cr>4.25，Ni/Co>7)。

研究区龙马溪组整体呈现逐渐降低的 C_{org}/P、Mo_{EF}、U_{EF}、V/Cr 和 Ni/Co 值(图 8)，指示龙马溪组海洋水体逐渐氧化。C_{org}/P、Mo_{EF} 和 U_{EF} 表明龙马溪组早期为缺氧水体，晚期海洋水体则逐渐由次氧化环境转化为氧化环境。V/Cr，Ni/Co 比值则反映龙马溪组海洋为氧化水体，含氧量逐渐升高。C_{org}/P、Mo_{EF} 和 U_{EF} 与 V/Cr、Ni/Co 对氧化还原条件进行判识的结果存在一定差异性。V、Ni 和 Co 在沉积过程中受到有机质和黄铁矿的影响，在地质背景特征不同、沉积环境较为复杂时，指示标准划分方案和对应的取值区间具有不统一现象。而 U 和 Mo 在沉积物或沉积岩中多数为自生组分，在成岩作用中几乎不发生迁移，不易受到其他环境因素的干扰[16, 36]。C_{org}/P、Mo_{EF} 和 U_{EF} 所校正氧化还原标准，更普遍适用于显生宙海洋沉积系统[36]。但总体上，C_{org}/P、Mo_{EF}、U_{EF}、V/Cr 和 Ni/Co 均可指示龙马溪组水体由缺氧向氧化转化的趋势。所以认为龙马溪组早期海洋水体较缺氧，反映了该时期大面积的海洋缺氧以及硫化水体的扩张事件[18, 20]，相反，龙马溪组晚期扬子海逐渐由次氧化环境转变为氧化环境(图 8)。前人提出海平面的降低导致了温跃层的下移，促进了海洋水体的循环与氧气的供给，最终使得龙马溪组沉积期扬子海的逐渐氧化。然而，布拖地区持续的停滞局限水体条件仍旧伴随着强烈的水体氧化还原条件波动。海洋生物死亡后沉降至海底的过程中，遗骸的分解会消耗海水中的溶解氧，从而促使海洋缺氧[69]，考虑到氧化还原指标与古生产力指标间的相关性(图 9d ~ f)，本研究认为研究区龙马溪组沉积期古海洋氧化还原条件极大可能受到表层海洋生产力的影响。

前文已提到龙马溪组沉积早期较高的化学风化作用速率引起了初级生产力的提高，而这一高生产力水平则促进了海洋中氧气消耗速率，并显著高于氧气的补给速率，导致了底层海洋严重缺氧。龙马溪组沉积晚期较低的化学风化速率导致了古生产力水平的逐渐降低，并低于氧气的补给速率，最终导致了底层海洋的重新氧化。

4.5 下志留统龙马溪组富有机质页岩沉积模式

页岩中有机质的丰度是评价页岩气优质段的关键因素，因为有机质的存在不仅直接影响着页岩生烃潜力，同时有机质孔发育为页岩气的保存提供了优质储集空间[70]。近些年来，众多学者对下志留统龙马溪组黑色页岩的有机质富集机制与沉积模式进行了许多研究，发现龙马溪组早期沉积富有机质页岩，而龙马溪组晚期沉积贫有机质页岩，并将这一差异性总体归纳为生产力水平和氧化还原条件的变化[5, 71-72]。近些年来许多学者提出重大地质事件是影响扬子海古生产力和氧化还原条件变化的驱动因素，例如化学风化作用强度、上升洋流、火山活动等[5, 9, 11]。但针对不同区域化学风化作用与上升洋流的差异对比，及其对整个区域龙马溪组富有机质页岩沉积的影响仍需进一步研究。

本研究认为龙马溪组富有机质黑色页岩沉积存在时间和空间序列上的差异性。在时间序列上，龙马溪组沉积早期富有机质页岩沉积的主要驱动因素是化学风化作用。在龙马溪组沉积早期，伴随着冰期的结束和冰盖的消融，提高的河流径流量显著提高了化学风化速率，高化学风化速率引起表层海洋的富营养化和初级生产力的提高，有利于有机质的积累，这一高生产力水平促进了海洋中氧气消耗速率，并显著高于氧气的补给速率，诱导了底层海洋的严重缺氧，为有机质富集提供了良好的保存条件（图 10a）。风化指标（*CIA*、CIA_{corr}）、古生产力指标、氧化还原指标与 *w*(TOC)间的相关关系支撑了这一结论（图 5）。

空间尺度上则与扬子地区的古地理格局及其影响下的上升洋流强度有关，在扬子海内陆棚地区，与外海的连通性较差，受上升洋流影响较小，生产力的

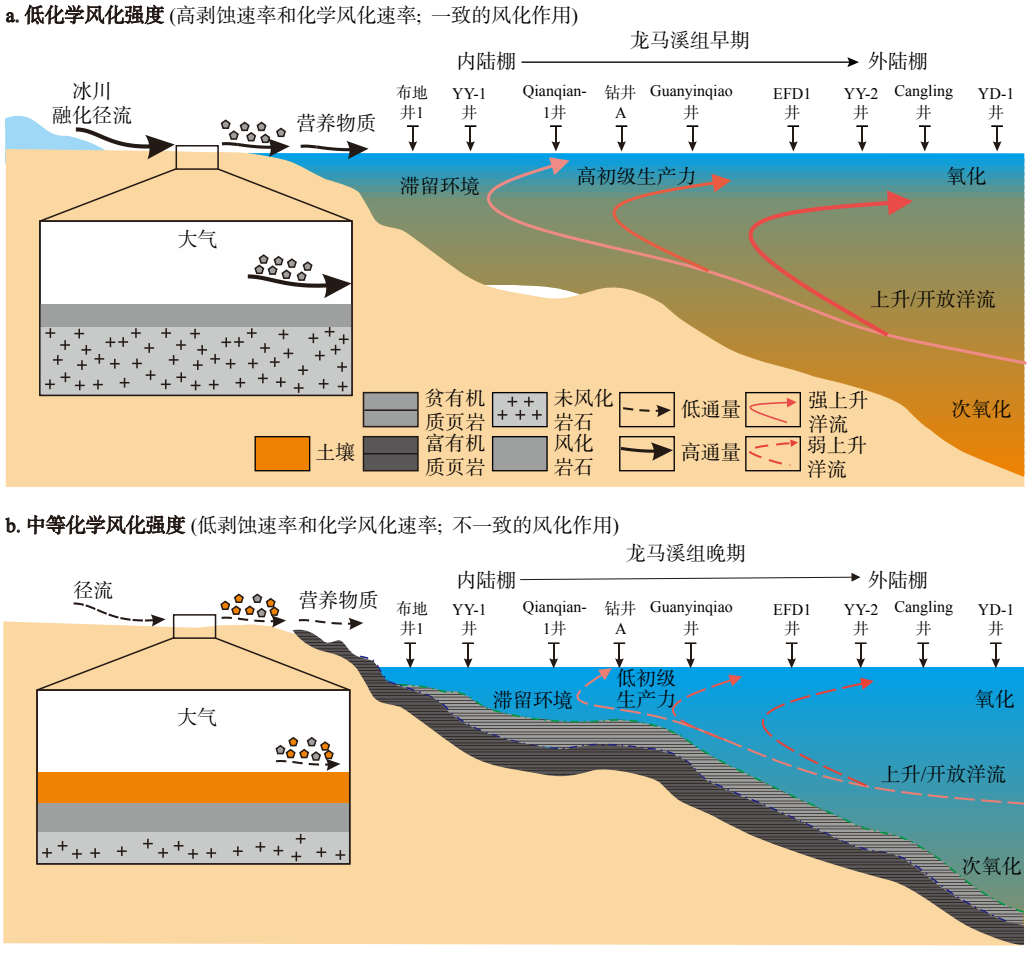


图 10　龙马溪组早期 (a) 和晚期 (b) 页岩沉积模式图

Fig. 10　Model of shale deposition during the Early (a) and Late (b) Longmaxi period

提高与有机质的富集更多依赖于强烈的化学风化作用。相对于内陆棚地区，扬子海外陆棚地区与大洋的连通性更好，龙马溪组沉积早期强烈的上升洋流携带着大量底层缺氧的水体和营养物质至表层海洋，从而促进了富有机质富硅质页岩的沉积[13]（图 10a）。而在龙马溪组沉积晚期上升洋流活动较弱，导致营养物质供应减少，不利于富有机质页岩沉积（图 10b）。

4.6　对早志留世气候变化与生物演化的指示

在早志留世鲁丹早期全球气候呈现变暖趋势，在鲁丹晚期和埃隆早期迅速降温[46-47]。鲁丹早期温暖气候下发生一致风化，高化学风化速率和初级生产力导致缺氧海水的扩张，促使大量有机物被埋藏，进一步导致大气中 CO_2 的减少。随后在鲁丹晚期和埃隆早期气候变冷，不一致的风化使该时期溶解营养盐减少。营养盐输入的减少和海洋环流的增强可能有助于减少 CO_2 的消耗，有利于气候恢复。

晚奥陶世的生物灭绝事件是显生宙以来的第二大生物灭绝事件，前人[73] 研究发现晚奥陶世生物灭绝事件后生物复苏速率在早志留世存在显著差异，其中早志留世鲁丹阶生物复苏速率较低，直到早志留世埃隆阶才显著上升。在龙马溪组沉积早期对应早志留世鲁丹早中期，全球气候变暖，增强的径流导致化学风化速率提高和初级生产力增加，表层水高初级生产力导致了持续的海洋缺氧水可能延迟了这一时期的生物恢复。相反，龙马溪组沉积晚期对应早志留世鲁丹晚期，化学风化速率降低导致营养盐通量和初级生产力的下降，较低初级生产力使该时期海洋由缺氧环境过渡为氧化环境可能加速了早志留世生物的复苏速率。

5　结　论

（1）化学风化作用指标（*CIA*、CIA_{corr}、*CIW*）指示龙马溪组沉积期化学风化作用强度逐渐增强，其中龙马溪组沉积早期伴随气温的回升与冰盖的融化，增强了剥蚀速率、化学风化速率和较低的化学风化作用强度。相反，龙马溪组沉积晚期由于气候逐渐转冷，降水和河流径流量的减少导致剥蚀速率、化学风化速率降低和化学风化作用强度提高。此外，微量元素证据（Co×Mn、Cd/Mo、Mo/TOC、Mo_{EF}/U_{EF}）表明布拖地区龙马溪组沉积期总体处于停滞局限的水动力条件。

（2）古生产力指标（$Ba_{过量}$、$Si_{过量}$、Cu_{EF}）和氧化还原条件指标（C_{org}/P、V/Cr、Ni/Co、Mo_{EF}、U_{EF}）表明龙马溪组沉积早期扬子海具有较高的古生产力水平和缺氧的水化学条件。本研究认为龙马溪组沉积早期增强的化学风化速率是高生产力水平的主要驱动机制，而增强的生产力水平是导致该时期海洋底层水体缺氧的重要因素。

（3）龙马溪组富有机质黑色页岩沉积存在时间和空间序列上的差异性。在时间序列上主要受到强烈气候波动影响下的化学风化作用强度演化影响，即龙马溪组沉积早期强烈的化学风化速率促进了有机质的富集；而在空间尺度上则与扬子地区的上升洋流强度有关，即在扬子海外陆棚地区强烈的上升洋流促进了有机质和有机硅的富集。

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] 邹才能，邱振. 中国非常规油气沉积学新进展：“非常规油气沉积学”专辑前言 [J]. 沉积学报，2021，39(1)：1-9.
ZOU C N, QIU Z. Preface: New advances in unconventional petroleum sedimentology in China[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2021, 39(1): 1-9. (in Chinese with English abstract)

[2] 董大忠，高世葵，黄金亮，等. 论四川盆地页岩气资源勘探开发前景 [J]. 天然气工业，2014，34(12)：1-15.
DONG D Z, GAO S K, HUANG J L, et al. A discussion on the shale gas exploration & development prospect in the Sichuan Basin[J]. Natural Gas Industry, 2014, 34(12): 1-15. (in Chinese with English abstract)

[3] 董大忠，王玉满，李新景，等. 中国页岩气勘探开发新突破及发展前景思考 [J]. 天然气工业，2016，36(1)：19-32.
DONG D Z, WANG Y M, LI X J, et al. Breakthrough and prospect of shale gas exploration and development in China[J]. Natural Gas Industry, 2016, 36(1): 19-32. (in Chinese with English abstract)

[4] 刘超，包汉勇，万云强. 四川盆地东缘白马地区常压页岩气开发地质评价 [J]. 地质科技通报，2024，43(4)：53-61.
LIU C, BAO H Y, WAN Y Q. Development geology avaluation of normal-pressured shale gas in the Baima area, eastern margin of the Sichuan Basin[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2024, 43(4): 53-61. (in Chinese with English abstract)

[5] YAN D, WANG H, FU Q L, et al. Geochemical characteristics in the Longmaxi Formation (Early Silurian) of South China: Implications for organic matter accumulation[J]. Marine and Petroleum Geology, 2015, 65: 290-301.

[6] 邹才能，董大忠，王玉满，等. 中国页岩气特征、挑战及前景(一)[J]. 石油勘探与开发，2015，42(6)：689-701.
ZOU C N, DONG D Z, WANG Y M, et al. Shale gas in China: Characteristics, challenges and prospects(Ⅰ)[J]. Petroleum Exploration and Development, 2015, 42(6): 689-701. (in Chinese with English abstract)

[7] 张水昌, 张宝民, 边立曾, 等. 中国海相烃源岩发育控制因素 [J]. 地学前缘, 2005, 12(3): 39-48.
ZHANG S C, ZHANG B M, BIAN L Z, et al. Development constraints of marine source rocks in China[J]. Earth Science Frontiers, 2005, 12(3): 39-48. (in Chinese with English abstract)

[8] YAN D T, CHEN D Z, WANG Q C, et al. Carbon and sulfur isotopic anomalies across the Ordovician–Silurian boundary on the Yangtze Platform, South China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2009, 274(1/2): 32-39.

[9] 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)

[10] LIU Y, WU B, GONG Q S, et al. Geochemical characteristics of the Lower Silurian Longmaxi Formation on the Yangtze Platform, South China: Implications for depositional environment and accumulation of organic matters[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2019, 184: 104003.

[11] YAN D T, CHEN D Z, WANG Z Z, et al. Climatic and oceanic controlled deposition of Late Ordovician-Early Silurian black shales on the North Yangtze Platform, South China[J]. Marine and Petroleum Geology, 2019, 110: 112-121.

[12] YANG X R, YAN D T, ZHANG B, et al. Anomalous weathering trends during the Early Silurian warming: Implications for the biotic crisis and recovery[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2023, 632: 111859.

[13] ZAN B W, MOU C L, LASH G G, et al. Upwelling-driven biogenic silica accumulation in the Yangtze Sea, South China during Late Ordovician to Early Silurian time: A possible link with the global climatic transitions[J]. Sedimentary Geology, 2024, 461: 106571.

[14] BERNER R A, LASAGA A C, GARRELS R M. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years[J]. American Journal of Science, 1983, 283(7): 641-683.

[15] LENTON T M, DAHL T W, DAINES S J, et al. Earliest land plants created modern levels of atmospheric oxygen[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2016, 113(35): 9704-9709.

[16] TRIBOVILLARD N, ALGEO T J, LYONS T, et al. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update[J]. Chemical Geology, 2006, 232(1/2): 12-32.

[17] 王玉满, 董大忠, 李新景, 等. 四川盆地及其周缘下志留统龙马溪组层序与沉积特征 [J]. 天然气工业, 2015, 35(3): 12-21.
WANG Y M, DONG D Z, LI X J, et al. Stratigraphic sequence and sedimentary characteristics of Lower Silurian Longmaxi Formation in the Sichuan Basin and its peripheral areas[J]. Natural Gas Industry, 2015, 35(3): 12-21. (in Chinese with English abstract)

[18] LIU M, CHEN D Z, JIANG L, et al. Oceanic anoxia and extinction in the Latest Ordovician[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2022, 588: 117553.

[19] TORSVIK T H, COCKS L R M. Gondwana from top to base in space and time[J]. Gondwana Research, 2013, 24(3/4): 999-1030.

[20] ZOU C N, QIU Z, POULTON S W, et al. Ocean euxinia and climate change "double whammy" drove the Late Ordovician mass extinction[J]. Geology, 2018, 46(6): 535-538.

[21] YAN C N, JIN Z J, ZHAO J H, et al. Influence of sedimentary environment on organic matter enrichment in shale: A case study of the Wufeng and Longmaxi Formations of the Sichuan Basin, China[J]. Marine and Petroleum Geology, 2018, 92: 880-894.

[22] LI S Z, ZHOU Z, NIE H K, et al. Organic matter accumulation mechanisms in the Wufeng-Longmaxi shales in western Hubei Province, China and paleogeographic implications for the uplift of the Hunan-Hubei submarine high[J]. International Journal of Coal Geology, 2023, 270: 104223.

[23] CAI Q S, HU M Y, KANE O I, et al. Cyclic variations in paleoenvironment and organic matter accumulation of the Upper Ordovician-Lower Silurian black shale in the Middle Yangtze region, South China: Implications for tectonic setting, paleoclimate, and sea-level change[J]. Marine and Petroleum Geology, 2022, 136: 105477.

[24] JIN C S, LIAO Z W, LASH G G. High-frequency redox variation across the Ordovician–Silurian transition, South China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2021, 566: 110218.

[25] ZHAO J H, JIN Z J, JIN Z K, et al. Applying sedimentary geochemical proxies for paleoenvironment interpretation of organic-rich shale deposition in the Sichuan Basin, China[J]. International Journal of Coal Geology, 2016, 163: 52-71.

[26] CHEN C, MU C L, ZHOU K K, et al. The geochemical characteristics and factors controlling the organic matter accumulation of the Late Ordovician-Early Silurian black shale in the Upper Yangtze Basin, South China[J]. Marine and Petroleum Geology, 2016, 76: 159-175.

[27] CHEN X, RONG J Y, LI Y, et al. Facies patterns and geography of the Yangtze region, South China, through the Ordovician and Silurian transition[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2004, 204(3/4): 353-372.

[28] ZHANG G W, GUO A L, WANG Y J, et al. Tectonics of South China continent and its implications[J]. Science China Earth Sciences, 2013, 56(11): 1804-1828.

[29] CHEN X, ZHANG Y D, FAN J X, et al. Onset of the Kwangsian Orogeny as evidenced by biofacies and lithofacies[J]. Science China Earth Sciences, 2012, 55(10): 1592-1600.

[30] 牟传龙, 葛祥英, 许效松, 等. 中上扬子地区晚奥陶世岩相古地理及其油气地质意义 [J]. 古地理学报, 2014, 16(4): 427-440.
MOU C L, GE X Y, XU X S, et al. Lithofacies palaeogeography of the Late Ordovician and its petroleum geological significance in Middle-Upper Yangtze region[J]. Journal of Palaeogeography, 2014, 16(4): 427-440. (in Chinese with English abstract)

[31] 王怿, 戎嘉余, 詹仁斌, 等. 四川南部布拖地区志留系的新研究 [J]. 地层学杂志, 2014, 38(3): 257-267.
WANG Y, RONG J Y, ZHAN R B, et al. New study of the Silurian system in the Butuo district, southern Sichuan, SW China[J]. Journal of Stratigraphy, 2014, 38(3): 257-267. (in Chinese with

English abstract)

[32] NESBITT H W, YOUNG G M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites[J]. Nature, 1982, 299: 715-717.

[33] MCLENNAN S M. Weathering and global denudation[J]. The Journal of Geology, 1993, 101(2): 295-303.

[34] FEDO C M, WAYNE NESBITT H, YOUNG G M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance[J]. Geology, 1995, 23(10): 921-924.

[35] HARNOIS L. The CIW index: A new chemical index of weathering[J]. Sedimentary Geology, 1988, 55(3/4): 319-322.

[36] ALGEO T J, LIU J S. A re-assessment of elemental proxies for paleoredox analysis[J]. Chemical Geology, 2020, 540: 119549.

[37] TAYLOR S R, MCLENNAN S M. The continental crust: Its composition and evolution[M]. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1985.

[38] GABET E J, MUDD S M. A theoretical model coupling chemical weathering rates with denudation rates[J]. Geology, 2009, 37(2): 151-154.

[39] YAN D T, CHEN D Z, WANG Q C, et al. Large-scale climatic fluctuations in the Latest Ordovician on the Yangtze block, South China[J]. 2010, 38(7): 599-602.

[40] DICKINSON W R, SUCZEK C A. Plate tectonics and sandstone compositions[J]. 1979, 63(12): 2164-2182.

[41] COX R, LOWE D R, CULLERS R L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995, 59(14): 2919-2940.

[42] NESBITT H W, YOUNG G M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1984, 48(7): 1523-1534.

[43] 钟巍, 李吉均, 方小敏, 等. 临夏盆地王家山剖面沉积物地球化学元素特征与季风演化 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 1997, 17(4): 55-61.
ZHONG W, LI J J, FANG X M, et al. Geochemical features of the sediment in Wangjiashan section in Linxia Basin and monsoon evolution[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 1997, 17(4): 55-61. (in Chinese with English abstract)

[44] 彭淑贞, 郭正堂. 风尘堆积中 SiO_2/Al_2O_3 值与粒度的关系及其对东亚冬季风的指示意义 [J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 2001, 31(增刊1): 209-214.
PENG S Z, GUO Z T. The relationship between SiO_2 /Al_2O_3 value and grain size in aeolian dust accumulation and its indicative significance for East Asian winter monsoon[J]. Science in China Series D (Earth Sciences), 2001, 31(S1): 209-214. (in Chinese).

[45] WANG P, DU Y S, YU W C, et al. The chemical index of alteration (CIA) as a proxy for climate change during glacial-interglacial transitions in Earth history[J]. Earth-Science Reviews, 2020, 201: 103032.

[46] TROTTER J A, WILLIAMS I S, BARNES C R, et al. New conodont $\delta^{18}O$ records of Silurian climate change: Implications for environmental and biological events[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2016, 443: 34-48.

[47] SPROSON A D. Pacing of the Latest Ordovician and Silurian carbon cycle by a ~ 4.5 Myr orbital cycle[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2020, 540: 109543.

[48] YANG J H, CAWOOD P A, CONDON D J, et al. Anomalous weathering trends indicate accelerated erosion of tropical basaltic landscapes during the Permo-Triassic warming[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2022, 577: 117256.

[49] GOUDIE A S, VILES H A. Weathering and the global carbon cycle: Geomorphological perspectives[J]. Earth-Science Reviews, 2012, 113(1/2): 59-71.

[50] DELLINGER M, GAILLARDET J, BOUCHEZ J, et al. Riverine Li isotope fractionation in the Amazon River Basin controlled by the weathering regimes[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2015, 164: 71-93.

[51] POGGE VON STRANDMANN P A E, DESROCHERS A, MURPHY M J, et al. Global climate stabilisation by chemical weathering during the Hirnantian glaciation[J]. Geochemical Perspectives Letters, 2017: 230-237.

[52] GOULDEY J C, SALTZMAN M R, YOUNG S A, et al. Strontium and carbon isotope stratigraphy of the Llandovery (Early Silurian): Implications for tectonics and weathering[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2010, 296(3/4): 264-275.

[53] HU D P, ZHANG X L, ZHOU L, et al. $^{87}Sr/^{86}Sr$ evidence from the epeiric Martin Ridge Basin for enhanced carbonate weathering during the Hirnantian[J]. Scientific Reports, 2017, 7: 11348.

[54] YANG S C, HU W X, FAN J X, et al. New geochemical identification fingerprints of volcanism during the Ordovician-Silurian transition and its implications for biological and environmental evolution[J]. Earth-Science Reviews, 2022, 228: 104016.

[55] VON STRANDMANN P A E P, KASEMANN S A, WIMPENNY J B. Lithium and lithium isotopes in earth's surface cycles[J]. Elements, 2020, 16(4): 253-258.

[56] YANG X R, YAN D T, WILSON D J, et al. Lithium isotope and mercury evidence for enhanced continental weathering and intense volcanism during the Ordovician-Silurian transition[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2025, 391: 49-68.

[57] YANG X R, YAN D T, LIU M, et al. Zinc isotopic evidence for enhanced continental weathering and organic carbon burial in the Early Silurian[J]. Chemical Geology, 2024, 662: 122209.

[58] 李双建, 肖开华, 沃玉进, 等. 南方海相上奥陶统–下志留统优质烃源岩发育的控制因素 [J]. 沉积学报, 2008, 26(5): 872-880.
LI S J, XIAO K H, WO Y J, et al. Developmental controlling factors of Middle Ordovician-Lower Silurian high quality source rocks in marine sequence, South China[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2008, 26(5): 872-880. (in Chinese with English abstract)

[59] LU Y B, JIANG S, LU Y C, et al. Productivity or preservation? The factors controlling the organic matter accumulation in the Late Katian through Hirnantian Wufeng organic-rich shale, South China[J]. Marine and Petroleum Geology, 2019, 109: 22-35.

[60] QIU Z, LI Y F, XIONG W, et al. Revisiting paleoenvironmental

changes on the Upper Yangtze block during the Ordovician-Silurian transition: New insights from elemental geochemistry[J]. Sedimentary Geology, 2023, 450: 106377.

[61] SWEERE T, VAN DEN BOORN S, DICKSON A J, et al. Definition of new trace-metal proxies for the controls on organic matter enrichment in marine sediments based on Mn, Co, Mo and Cd concentrations[J]. Chemical Geology, 2016, 441: 235-245.

[62] ALGEO T J, LYONS T W. Mo-total organic carbon covariation in modern anoxic marine environments: Implications for analysis of paleoredox and paleohydrographic conditions[J]. Paleoceanography, 2006, 21(1): 1016.

[63] ALGEO T J, TRIBOVILLARD N. Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum–uranium covariation[J]. Chemical Geology, 2009, 268(3/4): 211-225.

[64] 李艳芳, 吕海刚, 张瑜, 等. 四川盆地五峰组−龙马溪组页岩 U-Mo 协变模式与古海盆水体滞留程度的判识 [J]. 地球化学, 2015, 44(2): 109-116.
LI Y F, LÜ H G, ZHANG Y, et al. U-Mo covariation in marine shales of Wufeng-Longmaxi Formations in Sichuan Basin, China and its implication for identification of watermass restriction[J]. Geochimica, 2015, 44(2): 109-116. (in Chinese with English abstract)

[65] 王玉满, 李新景, 董大忠, 等. 上扬子地区五峰组−龙马溪组优质页岩沉积主控因素 [J]. 天然气工业, 2017, 37(4): 9-20.
WANG Y M, LI X J, DONG D Z, et al. Main factors controlling the sedimentation of high-quality shale in Wufeng–Longmaxi Fm, Upper Yangtze region[J]. Natural Gas Industry, 2017, 37(4): 9-20. (in Chinese with English abstract)

[66] 张明亮, 郭伟, 沈俊, 等. 古海洋氧化还原地球化学指标研究新进展 [J]. 地质科技情报, 2017, 36(4): 95-106.
ZHANG M L, GUO W, SHEN J, et al. New progress on geochemical indicators of ancient oceanic redox condition[J]. Geological Science and Technology Information, 2017, 36(4): 95-106. (in Chinese with English abstract)

[67] ALGEO T J, INGALL E. Sedimentary Corg: P ratios, paleocean ventilation, and Phanerozoic atmospheric PO2[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2007, 256(3/4): 130-155.

[68] 郭战峰, 舒逸, 陈绵琨, 等. 川东侏罗系凉高山组页岩沉积环境特征及有机质富集机理 [J]. 地质科技通报, 2024, 43(4): 62-74.
GUO Z F, SHU Y, CHEN M K, et al. Characteristics of the shale sedimentary environment and organic matter enrichment mechanism in the Jurassic Lianggaoshan Formation in the East Sichuan Basin[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2024, 43(4): 62-74. (in Chinese with English abstract)

[69] YU Y M, LI P P, GUO R X, et al. Upwelling-induced organic matter enrichment of the Upper Permian Dalong Formation in the Sichuan Basin, SW China and its paleoenvironmental implications[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2021, 576: 110510.

[70] CHEN Q, KANG Y L, YOU L J, et al. Change in composition and pore structure of Longmaxi black shale during oxidative dissolution[J]. International Journal of Coal Geology, 2017, 172: 95-111.

[71] JIN C S, LIAO Z W, TANG Y J. Sea-level changes control organic matter accumulation in the Longmaxi shales of southeastern Chongqing, China[J]. Marine and Petroleum Geology, 2020, 119: 104478.

[72] YANG X R, YAN D T, ZHANG B, et al. The impact of volcanic activity on the deposition of organic-rich shales: Evidence from carbon isotope and geochemical compositions[J]. Marine and Petroleum Geology, 2021, 128: 105010.

[73] WEI X, ZHAN R B. A Late Rhuddanian (Early Llandovery, Silurian) trilobite association from South China and its implications[J]. Palaeoworld, 2018, 27(1): 42-52.

Summary for “早志留世华南扬子地区大陆风化作用与上升洋流演化及其对龙马溪组黑色页岩有机质富集的指示”

Evolution of continental weathering and upwelling in Early Silurian and the implications for the organic matter accumulations in the black shales of Longmaxi Formation in the Upper Yangtze Block of South China

RAN Bei[1]，YANG Xiangrong[1*]，QI Shuangyi[1]，SHI Jiaxin[1]，YANG Zenghui[1]，YAN Detian[2]

1. School of Geosciences, Yangtze University, Wuhan 430100, China；
2. Key Laboratory of Tectonics and Petroleum Resources of Ministry of Education, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074, China

First author，E-mail：ran2363190500@163.com

* Corresponding author， E-mail：m15727044911@163.com

Abstract：The deposition mechanism of organic-rich shales in the Lower Silurian Longmaxi Formation is still under debate. [**Objective**] In order to reconstruct the climatic and oceanic environments during the Early Silurian, and reveal the influence of continental weathering and upwelling on the organic matter accumulation, [**Methods**] this study presents the geochemical compositions of the Lower Silurian succession in the BD 1 Well of the Upper Yangtze Platform. [**Results**] The results show that despite persistently restricted watermass conditions, the Longmaxi period experienced a transition from weak chemical weathering intensity in the early period to intense chemical weathering in the late period. During the early stage of Longmaxi Formation deposition, coinciding with the termination of the Hirnantian glaciation, global climatic warming and associated deglaciation induced a significant increase in fluvial runoff. This amplified runoff intensified continental weathering and erosion rates, concurrently elevating primary productivity. The deposition of organic-rich black shale within the Longmaxi Formation exhibits distinct spatiotemporal heterogeneity. Temporally, the evolution of continental weathering was modulated by pronounced climatic fluctuations. Only episodes of intense weathering facilitated the enrichment of organic matter within the Lower Longmaxi Formation. Spatially, across the Yangtze Sea paleoshelf, organic matter and biogenic silica enrichment was primarily driven by strong upwelling dynamics specific to the outer shelf setting, contrasting with the inner shelf regions. [**Conclusion**] This study reveals the mechanisms of organic matter enrichment in the study area during the Early Silurian. It summarizes the diverse spatial development patterns of organic-rich shale in the Longmaxi Formation of the Yangtze Block of South China, providing new perspectives for understanding organic matter enrichment mechanisms within the Longmaxi Formation.

Key words: continental weathering；upwelling；Longmaxi Formation；organic matter；black shale；Yangtze Block

Received：2024-11-11；Revised：2025-01-11；Accepted：2025-02-17

doi: 10.19509/j.cnki.dzkq.tb20240678