云南兰坪盆地云龙组上段稀土、微量元素 地球化学特征及其环境意义

沈立建,刘成林,王立成

中国地质科学院矿产资源研究所成矿作用与资源评价重点实验室,北京,100037

内容提要:沉积岩的地球化学特征蕴含了大量的地质信息,对于沉积环境的重塑及物源研究具有重要意义。 云南兰坪盆地云龙组上段由一层碳酸盐岩及其上覆的碎屑岩组成。通过对碳酸盐岩和碎屑岩的主、微量及稀土元 素含量等地球化学特征的研究表明:碳酸盐岩和碎屑岩 Σ REE总量分别为142.65×10⁻⁶~186.85×10⁻⁶和217.2 ×10⁻⁶~483.7×10⁻⁶,均值分别为167.44×10⁻⁶和358.7×10⁻⁶,(La/Yb)_N值分别介于8.22~10.96和9.07~ 15.01之间,标准化曲线右倾,表明轻稀土相对重稀土富集。负Eu异常程度中等,3个泥岩样品负Ce异常强烈,其 他样品无明显负异常。利用对氧化还原环境最敏感的Ce/Ce*判断,云龙组上段沉积时期主要为氧化环境,碳酸盐 岩沉积时期呈弱氧化性,部分层位为还原环境,氧化性:泥岩>粉砂岩>碳酸盐岩。Sr/Ba比值<0.75,表明当时为 淡水沉积。根据 Σ REE和(La/Yb)_n,结合Fe₂O₃/MnO、EF_{Mn}、CaCO₃(%)和Al(%)等其他特征值判断,碎屑岩沉 积时期以温暖湿润为主、碳酸盐岩沉积时期以干旱炎热为主的古气候条件,并且存在干湿交替的气候变化。沉积 物源来自于上地壳,原始物质主要为长英质岩石,还有部分的中基性岩。

关键词:兰坪盆地;云龙组上段;稀土;微量元素;古环境;物质来源

稀土元素(REE)在地球化学方面的研究可以 应用到很多领域,并受到广泛的关注(Tanaka et al., 2007)。稀土元素在正三价状态下表现为相似 的性质,这取决于它们的4f层上的电子配置 (Henderson, 1984),这类元素稳定性好,溶解度低, 在风化、剥蚀、搬运、再沉积及成岩过程中不易发生 迁移,几乎被等量的转移到碎屑沉积物中(Cullers et al., 1987; Cullers et al., 1988; McLennan, 1989)。尽管目前有关湖水和湖泊沉积物稀土元素 分布、湖水/沉积物之间分馏效应及示踪环境变化指 标的研究仍然比较薄弱,资料不足(伊海生等,2009); 但史基安等(2003)认为,稀土元素的丰度及配分模式 揭示了沉积物在其形成过程中的地球化学条件,湖相 沉积物中稀土元素的组成是湖水成分变化的反映,而 湖水成分的变化又与古气候的变化关系密切。其它 一些研究,如张文翔(2009)、Tanaka(2007)和朱丽霞 (2010)等,通过对不同地区湖泊沉积物中的 REE 分 析,成功揭示了稀土元素的变化与气候环境之间的 关系。因此,稀土元素对于识别沉积物沉积时的古 气候和古环境等具有重要意义(Bhatia et al., 1985;朱志军等,2010;钱利军等,2012)。

1 地质背景

云南兰坪盆地云龙组在强烈的干旱气候条件下 形成了含盐地层,沉积了一套以石盐为主的蒸发岩 建造(帅开业,1987),之后,云龙组上段沉积了一套 含碳酸盐岩的碎屑岩地层,记录了盆地由盐湖、干盐 湖沉积至淡水湖泊沉积的过程(曲一华等,1998)。 云龙组上段的蒸发岩建造中发现少量钾石盐(郭福 祥,1986),由于钾盐矿物是卤水演化到最后阶段的 产物,所以需要持续干旱高温的气候条件(Liu Chenglin et al., 2003; Wang Mili et al., 2005)。 蒸发岩之上沉积的碎屑岩表明当时沉积环境发生了 明显的变化,本文试图通过利用微量元素及稀土元 素来恢复碎屑岩沉积时的古环境和古气候及其变 化,并对云龙组上段沉积物源进行探讨。

2 样品与实验方法

样品采集于兰坪盆地北部(图1),采样层位为 云龙组上段至果郎组底部,共采样 30个,其中碳酸

注:本文由国家重点基础研究发展计划项目(编号:2011CB403007)资助。

收稿日期:2015-07-03;改回日期:2015-07-31;责任编辑:黄敏。

作者简介:沈立建,男,1986年生。博士研究生,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email:shenlijian1019@126.com。通讯作者:刘成林,男, 1963年生。研究员,博士生导师。主要从事盐湖与钾盐矿床研究。Email:liuchengl@263.net。





Fig. 1 Sketch geological and tectonic map of Langping Mesozoic Cenozoic basin(after Xue Chunji et al. , 2002)

盐岩 25个,粉砂岩、泥质粉砂岩各1个,泥岩3个 (图2)。根据野外沉积标志和室内薄片鉴定及X射 线衍射分析,表明湖相碳酸盐岩以灰岩为主,主要矿 物为方解石,局部可见生物碎屑;碳酸盐岩层之上为 一套以粉砂岩、泥质粉砂岩和泥岩为主的地层。

主、微量及稀土元素的测量是在澳实矿物实验室 测试完成的,主量元素测试采用来自荷兰的电感耦合 等离子体发射光谱仪(型号:Varian VISTA)和来自美 国的原子吸收光谱仪(型号:Perkin Elmer Elan 9000),相对误差<5%;微量元素测试采用来自美国 的电感耦合等离子质谱仪(型号为 Agilent 7700x),相 对误差<10%。X 射线粉晶衍射是由中国地质大学 (北京)科学研究院完成,使用仪器为日本 Rigaku 公 司 D/max-rA12KW 旋转阳极 X 射线衍射仪,转靶为 Cu 靶,扫描角度 20 为 3°~70°,扫描步长为 8°/min。

3 结果

研究区云龙组上段 25 件湖相碳酸盐岩 REE 总



area and sampling location

量(表 2)变化于 142.65×10⁻⁶~186.85×10⁻⁶之 间,平均值为 167.44×10⁻⁶,最高值与最低值相差 不大;碎屑岩 Σ REE 总量变化于 217.2×10⁻⁶~ 483.7×10⁻⁶,最大值出现在泥岩样品中,平均值为 358.7×10⁻⁶,最大值为最小值的两倍多。碳酸盐岩 样品中有 10个样品高于北美页岩 REE 总量(173.2 ×10⁻⁶),15个样品低于此值,碎屑岩样品全部高于 此值。与碎屑岩相比,碳酸盐岩 Σ REE 比泥岩 Σ REE 低约 1/5~4/5,这与碳酸盐岩的稀土元素含量 显著小于碎屑岩稀土含量(Piper, 1974; Palmer, 1985)是一致的。

碳酸盐岩轻稀土元素(Σ LREE=La+Ce+Pr +Nd+Sm+Eu)较富集,介于132.21×10⁻⁶~ 167.98×10⁻⁶,均值为149.96×10⁻⁶,占总量的 89.56%;重稀土元素(Σ HREE=Gd+Tb+Dy+ Ho+Er+Tm+Yb+Lu)丰度较低,介于14.04× 10⁻⁶~19.15×10⁻⁶之间,均值为17.48×10⁻⁶,占 总量的10.44%;碎屑岩样品 Σ LREE介于193.01 ×10⁻⁶~427.82×10⁻⁶,均值为275.54×10⁻⁶, Σ HREE介于26.57×10⁻⁶~55.91×10⁻⁶,均值为 35.94×10⁻⁶。因此,轻稀土含量的变化决定了稀土 总量的变化。

在稀土元素地球化学研究中,为了直观表示稀 土元素含量和分馏特征,常采用样品稀土含量与页 岩或球粒陨石标准样品中稀土含量的比值,通过数 值法和图解法来反映稀土元素的富集和亏损(韩吟 文等,2003)。对沉积物稀土元素配分模式的研究可 通过两个途径:①以球粒陨石为标准进行标准化,能 够反映样品相对地球原始物质的分异程度;②以北美 页岩 NASC(Haskin et al., 1966;Gromet et al., 1984)为标准化,可了解沉积过程中的混合、均化和分 异程度(陈亮等,2009)。而数据处理过程称之为稀土 元素 REE 的标准化或归一化(normaliza-tion)。

采用 Haskin 推荐的球粒陨石标准值对样品稀 土元素进行标准化,分布模式见图 3,从图中可以看 出,所有样品稀土元素分布模式非常相似,并且与 UCC 对球粒陨石标准化稀土元素分配模式基本一 致,表明沉积物的物质来源和形成机理较为一致,碳 酸盐岩(La/Yb)_N值为 8.22~10.96,均值为 9.72; 碎屑岩(La/Yb)_N值为 9.07~15.01,均值为 11.60, 标准化曲线右倾,表明轻稀土相对重稀土富集。La ~Eu 段曲线较陡,说明轻稀土之间的分馏程度较 高;Eu~Lu 段曲线较缓,说明重稀土元素之间的分 馏程度较低,Eu 处呈"V"型,负 Eu 异常程度中等, 碳酸盐岩 Ce 异常不明显,基本无 Ce 异常(图 3a), 而碎屑岩 Ce 异常明显,Ce 处曲线呈"V"形(图 3b)。

4 讨论

4.1 古气候特征

兰坪盆地在云龙组沉积时期虽不是一个典型的 封闭性湖泊(据未发表碳、氧同位素数据),但根据样 品的稀土元素分布模式可知,沉积物具有较为一致 的物质来源和形成机理。Shields 等(2001)研究认 为,成岩作用会改变沉积物原始的地球化学特征,从 而导致 Ce/Ce*和 Eu/Eu* 具有较好的相关性,Ce/ Ce*和ΣREE 具有正相关性而与(Dy/Sm)_N 具有负



图 3 兰坪盆地云龙组上段沉积岩稀土元素配分模式 Fig. 3 The REE distribution patterns of Upper Yunlong formaton sedimentary rocks from Lanping Basin (a)—碳酸盐岩稀土元素配分模式;(b)—碎屑岩稀土元素配分模式 (a)—The REE distribution patterns of carbonates;(b)—the REE distribution patterns of clastic rocks 相关性。从图 4 中可以看出,研究区云龙组上段样 品 Ce/Ce*和 Eu/Eu*、Ce/Ce*和 Σ REE、Ce/Ce* 和(Dy/Sm)_N相关性很差,说明成岩作用对样品稀 土元素影响不明显。因此,稀土元素的组成参数可 反映当时沉积环境。





从图 5 中可以看出,在碳酸盐岩沉积阶段, Σ REE 跟 CaCO₃具有较好的负相关关系, 而与 Al 元 素具有较好的正相关性; 碎屑岩沉积阶段其相关性 不好, 表明此阶段不仅受到环境影响, 还跟物源有很 大关系。一般来说, Al 主要集中于粘土矿物中, 主 要来自于陆源物质的输入, 因此, Σ REE 和 Al 元素 的高值表明陆源物质输入比率较大, 指示温湿的气 候条件; Σ REE 的低值和 CaCO₃ 含量的高值表明陆 源物质输入比例较小, 指示干旱的气候条件(陈亮 等, 2009), 但这只是相对概念, 并没有定量化, 此方 面还需进一步进行研究。

La 和 Yb 分别是 LREE 和 HREE 的指标性元 素,(La/Yb) 是表征轻重稀土之间分异程度的参 数,其高值代表轻稀土相对富集,低值代表重稀土含 量相对富集。在咸水湖中,轻稀土优先被有机质,粘 土碎屑等吸附于沉积物中,重稀土则形成稳定的络 合物滞留在湖水中,这是导致咸水湖中轻重稀土分 异的主要原因(Johannesson et al., 1994)。在温暖 湿润的条件下,由于风化作用和生物作用,使重稀土 元素比轻稀土元素更容易在溶液中形成碳酸盐和有 机络合物而优先被溶解迁移,造成轻稀土在风化产 物中富集,因此,(La/Yb),的高值指示温湿的气候 条件,低值表明为较为干燥的气候条件(陈骏等, 1996;张虎才等,2009;陈亮等,2009)。Mn 只有在 湖水强烈蒸发从而使得 Mn²⁺浓度饱和时才会大量 沉淀,从而在沉积物中呈现高值,通过公式 EF_{Mn}= (Mn/Al)_{#晶}/(Mn/Al)_{平均页岩}来计算 Mn 的富集系 数(Tribovillard et al., 2006),富集系数>1表示 Mn 富集,反之则亏损,因此,EF_{Mn}的高值标志着干 热气候,低值反映相对温湿的气候(朱丽霞等, 2010)。Fe 在湖水中以 Fe(OH)3 胶体的形式快速 沉淀,因此,沉积物中 Fe/Mn 比值的高值对应温湿 气候,低值对应干热气候(陈亮等,2009)。王随继等 (1997)认为 Mg/Ca 比值的高值指示干热气候,低值 反映温湿气候,但同时认为该值的具体范围因环境 而异,因大陆环境的多变性,Mg/Ca比值并不一定 能用来很好的判别古气候特征。

根据∑REE 和(La/Yb)_n的波动性特征,结合 $Fe_2O_3/MnO_MgO/CaO_CaCO_3(\%)$ 和 Al(%), 云 龙组上段碎屑岩∑REE 值、(La/Yb)_n值、Fe/Mn 比 值和 Al 元素含量明显高于碳酸盐,只有 CaCO₃ 和 EF_M的含量明显低于碳酸盐岩,鲜明的将云龙组上 段沉积时期划分为两个不同的古气候特征:] 碳酸 盐岩沉积时期以干旱炎热为主的古气候条件:Ⅱ碎 屑岩沉积时期以温暖湿润为主的古气候条件。同 时,利用以上特征值可以明显的看出,以温暖湿润气 候为主的碳酸盐岩沉积时期,也存在相对的气候的 交替变化: I1、I3、和I5阶段变化不大,以干旱炎 热的古气候条件为主,同时,Ⅰ2和Ⅰ5表现为一定的 突变性,说明气候在短时间内发生了不十分显著的 变化。进入碎屑岩沉积时期,气候转变为温暖湿润。 从图 5 中可以看出,碳酸盐岩样品 Σ REE、Fe/Mn 为减小的趋势,CaCO₃(%)、EF_{Mn}有上升的趋势,表 明在此阶段,气候持续干旱,至碎屑岩沉积阶段,气



图 5 兰坪盆地云龙组上段主微量、稀土元素特征值垂直分布(数据见表 1) Fig. 5 The vertical distribution of major, trace elements and REE eigenvalues of Upper Yunlong Formation of the Lanping Basin(data from table 1)

候逐渐变为温暖湿润。

需要注意的是,根据图 5 中所示,有些地球化学 特征与结论相矛盾,比如碎屑岩相对于碳酸盐岩来 说,Mg/Ca 比值要高,跟其他地球化学指标正好相 反,也验证了大陆环境的复杂性,这里并不能用来作 为古气候指标;同作为温暖湿润气候指标的 CaCO₃ 含量和 EF_{Mn}整体趋势相同,但碎屑岩阶段表现为相 反的特征,这是因为碎屑岩阶段 CaCO₃ 含量极低且 变化不大,也不能作为气候判别指标; ∑ REE 值和 (La/Yb)_n值除受环境因素影响外,其根本取决于母 岩的稀土元素含量,所以,对于岩性不同的样品,这 两个指标用来判别古环境也不能适用。因此对于古 气候的判别,应进行各种指标的综合分析。

4.2 沉积水体类型

Sr/Ba 比值常被用来判别陆相与海相沉积物, 在淡水沉积物中,Sr/Ba 比值<1,在海相沉积物中 则>1(刘宝珺等,1979;王开怡,1984;王爱华等, 1996)。云龙组上段碳酸盐岩样品 Sr 元素含量介于 $218 \times 10^{-6} \sim 965 \times 10^{-6}$,均值为 618×10^{-6} ;Ba 元素 含量介于 $574 \times 10^{-6} \sim > 10000 \times 10^{-6}$,均值>1784 $\times 10^{-6}$,24 件样品 Sr/Ba 比值介于<0.16~0.75 之 间,均值为 0.48,另有一样品因 Ba 含量太高,只得 出 Sr/Ba 比值<0.097。5 件碎屑岩样品 Sr 元素含 量介于 $50 \times 10^{-6} \sim 177 \times 10^{-6}$,均值为 152×10^{-6} , Ba 元素含量介于 $442 \times 10^{-6} \sim 871 \times 10^{-6}$,均值为 661×10^{-6} ,Sr/Ba 比值介于 0.15~0.48 之间,均值 为 0.24,Ba 元素的含量明显高于 Sr 元素含量,因 此,可以判断云龙组上段为陆相淡水沉积。

4.3 古水体氧化还原性

Ce/Ce*值能灵敏的反映沉积环境的氧化还原 条件,Ce/Ce*>1为正异常,表示还原环境;< 0.95为负异常,表示氧化环境(王中刚等,1989;张 沛等,2006)。云龙组上段碳酸盐岩样品Ce/Ce* 比值变化不大,介于0.78~0.99之间,平均值为 0.91,有两个样品Ce/Ce*比值>0.95。云龙组上 段碳酸盐岩Ce/Ce*值虽然<1(均值0.91),但是 接近于判别氧化还原条件的临界值,由此可以判 断,当时的沉积环境为弱氧化性,部分层位为还原 环境;碎屑岩样品Ce/Ce*比值变化较大,介于 0.27~0.75之间,均值为0.49,表现为较为强烈 的负异常,指示当时的沉积环境为强氧化性,但碳 酸盐岩沉积之后的砂岩和粉砂岩样品Ce/Ce*比 值分别为 0.75 和 0.74,中度的负 Ce 异常,砂岩粉 砂岩沉积之后的 3 个泥岩样品 Ce/Ce*比值分别为 0.25、0.44 和 0.27,均值为 0.32,为强烈的负 Ce 异 常,表明泥岩沉积阶段氧化性相对于砂岩、粉砂岩沉 积阶段氧化性强。

陈衍景等(1996)通过对华北克拉通南缘早前寒 武纪沉积物 REE 研究表明,在氧化条件下, Σ REE 较高、负 Eu 异常、La/Yb 较低;还原条件下, Σ REE 较低、正 Eu 异常、La/Yb 较高。研究区云龙组上段 碳酸盐岩 Σ REE 含量(142.65×10⁻⁶~186.85× 10⁻⁶之间,平均值为 167.44×10⁻⁶)与北美页岩平 均值(173.21×10⁻⁶)相比略低,属于亏损;Eu/Eu* 值介于 0.83~1.04 之间,均值为 0.93,负异常;La/ Yb 比值介于 12.2~15.9,均值为 14.4,略高于北美 页岩 La/Yb 比值(10.32)。碎屑岩 Σ REE 含量 (217.2×10⁻⁶~483.7×10⁻⁶,均值为 358.7× 10^{-6}),高于北美页岩平均值,属于富集;Eu/Eu*值 介于 0.89~0.99,均值为 0.95,轻微负异常;La/Yb 比值介于 10.3~22.3,均值为 16.1,高于北美页岩 La/Yb 比值。这与陈衍景的结论是不统一的,这也 是因为,沉积岩稀土元素的组成不仅跟环境有关,更 多的是跟沉积物来源和岩石类型有关,一般在泥岩 Σ REE 最高、砂岩次之、碳酸盐岩最低,泥岩与砂岩 一般为 LREE 相对富集,Eu 中度亏损;而碳酸盐岩 为 HREE 相对富集(Herrmann, 1970)。杨守业等 (1999)认为,Ce 是海洋环境中唯一具有氧化还原反 应转变的稀土元素,因此,鉴于 Σ REE、Eu/Eu*和 La/Yb 的不确定性,本文只利用 Ce/Ce*来判别当 时沉积环境的氧化还原性。

由 Ce/Ce*来判断, 云龙组上段沉积时期为氧 化环境, 并且碎屑岩沉积时比碳酸盐沉积时氧化性 高, 泥岩氧化性高于粉砂岩和泥质粉砂岩。

表1 兰坪盆地云龙组上段沉积岩主微量、稀土元素组成及特征值

Table 1	The characteristics of major,	trace elements and REE	eigenvalues for	Upper	Yunlong formation	1 from Lanping Basin
---------	-------------------------------	------------------------	-----------------	-------	-------------------	----------------------

样前编号 (%) </th <th>DI</th>	DI
20130707-JC01 6.51 0.16 4.16 7.21 15.9 965 >10000 0.89 1.01 14.38 4.2 13.30 4.34 4.33 20130707-JC02 5.76 0.15 4.37 9.31 15.15 807 5010 0.89 0.98 14.67 4.3 12.80 3.78 14 20130707-JC03 6.9 0.31 5.58 10.95 15.75 468 1325 0.93 0.97 13.75 4.1 12.90 2.29 14 20130707-JC04 6.48 0.16 6.39 9.85 15.5 523 2270 0.9 0.92 13.74 4.3 12.40 2.53 14 20130707-JC05 6.43 0.19 5.85 9.17 15.9 584 1065 0.89 0.87 13.18 4.1 12.45 2.91 14 20130707-JC06 5.01 0.33 9.41 24.2 10.05 266 591 0.82 0.92 13.12 3.2 8.37 0.84 44 20130707-JC08 6.82 0.15 </td <td>KD</td>	KD
20130707-JC02 5.76 0.15 4.37 9.31 15.15 807 5010 0.89 0.98 14.67 4.3 12.80 3.78 14 20130707-JC03 6.9 0.31 5.58 10.95 15.75 468 1325 0.93 0.97 13.75 4.1 12.90 2.29 12 20130707-JC04 6.48 0.16 6.39 9.85 15.5 523 2270 0.9 0.92 13.74 4.3 12.40 2.53 14 20130707-JC05 6.43 0.19 5.85 9.17 15.9 584 1065 0.89 0.87 13.18 4.1 12.45 2.91 14 20130707-JC06 5.01 0.33 9.41 24.2 10.05 266 591 0.82 0.92 13.12 3.2 8.37 0.84 44 20130707-JC07 5.21 0.32 10.5 23.1 10.4 218 574 0.78 0.9 12.39 3.5 8.89 0.71 44 20130707-JC08 6.82 0.15	211
20130707-JC03 6.9 0.31 5.58 10.95 15.75 468 1325 0.93 0.97 13.75 4.1 12.90 2.29 12 20130707-JC04 6.48 0.16 6.39 9.85 15.5 523 2270 0.9 0.92 13.74 4.3 12.40 2.53 12 20130707-JC05 6.43 0.19 5.85 9.17 15.9 584 1065 0.89 0.87 13.18 4.1 12.45 2.91 14 20130707-JC06 5.01 0.33 9.41 24.2 10.05 266 591 0.82 0.92 13.12 3.2 8.37 0.84 4 20130707-JC07 5.21 0.32 10.5 23.1 10.4 218 574 0.78 0.9 12.39 3.5 8.89 0.71 44 20130707-JC08 6.82 0.15 6.89 7.83 17.15 504 904 0.92 0.98 13.88 4.8 13.55 2.17 10.9 20130707-JC09 6.62 0.33	177.5
20130707-JC04 6.48 0.16 6.39 9.85 15.5 523 2270 0.9 0.92 13.74 4.3 12.40 2.53 12 20130707-JC05 6.43 0.19 5.85 9.17 15.9 584 1065 0.89 0.87 13.18 4.1 12.45 2.91 14 20130707-JC06 5.01 0.33 9.41 24.2 10.05 266 591 0.82 0.92 13.12 3.2 8.37 0.84 44 20130707-JC07 5.21 0.32 10.5 23.1 10.4 218 574 0.78 0.9 12.39 3.5 8.89 0.71 44 20130707-JC08 6.82 0.15 6.89 7.83 17.15 504 904 0.92 0.98 13.88 4.8 13.55 2.17 11 20130707-JC09 6.62 0.33 6.31 10.8 15 549 1230 0.97 0.95 14.04 4.0 12.25 1.90 10 20130707-JC10 6.99 0.21 <	127.5
20130707-JC05 6.43 0.19 5.85 9.17 15.9 584 1065 0.89 0.87 13.18 4.1 12.45 2.91 14 20130707-JC06 5.01 0.33 9.41 24.2 10.05 266 591 0.82 0.92 13.12 3.2 8.37 0.84 44 20130707-JC07 5.21 0.32 10.5 23.1 10.4 218 574 0.78 0.9 12.39 3.5 8.89 0.71 44 20130707-JC08 6.82 0.15 6.89 7.83 17.15 504 904 0.92 0.98 13.88 4.8 13.55 2.17 11 20130707-JC09 6.62 0.33 6.31 10.8 15 549 1230 0.97 0.95 14.04 4.0 12.25 1.90 10 20130707-JC10 6.99 0.21 6.45 10.5 15.45 661 975 0.91 1.05 16.26 4.0 12.45 2.61 13 20130707-JC11 6.99 0.15	129.0
20130707-JC06 5.01 0.33 9.41 24.2 10.05 266 591 0.82 0.92 13.12 3.2 8.37 0.84 4 20130707-JC07 5.21 0.32 10.5 23.1 10.4 218 574 0.78 0.9 12.39 3.5 8.89 0.71 4 20130707-JC08 6.82 0.15 6.89 7.83 17.15 504 904 0.92 0.98 13.88 4.8 13.55 2.17 17 20130707-JC09 6.62 0.33 6.31 10.8 15 549 1230 0.97 0.95 14.04 4.0 12.25 1.90 10 20130707-JC10 6.99 0.21 6.45 10.5 15.45 661 975 0.91 1.05 16.26 4.0 12.45 2.61 13 20130707-JC11 6.99 0.15 6.11 7.61 16.8 804 1175 0.88 1 15.78 4.7 13.75 2.71 15 20130707-JC12 6.35 0.27 7	147.5
20130707-JC07 5.21 0.32 10.5 23.1 10.4 218 574 0.78 0.9 12.39 3.5 8.89 0.71 4 20130707-JC08 6.82 0.15 6.89 7.83 17.15 504 904 0.92 0.98 13.88 4.8 13.55 2.17 12 20130707-JC09 6.62 0.33 6.31 10.8 15 549 1230 0.97 0.95 14.04 4.0 12.25 1.90 10 20130707-JC09 6.62 0.33 6.31 10.5 15.45 661 975 0.91 1.05 16.26 4.0 12.45 2.61 13 20130707-JC11 6.99 0.21 6.45 10.5 15.45 661 975 0.91 1.05 16.26 4.0 12.45 2.61 13 20130707-JC11 6.99 0.15 6.11 7.61 16.8 804 1175 0.88 1 15.78 4.7 13.75 2.71 13 20130707-JC12 6.35 0.27 <td< td=""><td>48.6</td></td<>	48.6
20130707-JC08 6.82 0.15 6.89 7.83 17.15 504 904 0.92 0.98 13.88 4.8 13.55 2.17 1 20130707-JC09 6.62 0.33 6.31 10.8 15 549 1230 0.97 0.95 14.04 4.0 12.25 1.90 10 20130707-JC10 6.99 0.21 6.45 10.5 15.45 661 975 0.91 1.05 16.26 4.0 12.45 2.61 13 20130707-JC11 6.99 0.15 6.11 7.61 16.8 804 1175 0.88 1 15.78 4.7 13.75 2.71 13 20130707-JC12 6.35 0.27 7.79 14.55 13.05 501 977 0.81 1.01 14.67 3.2 10.20 2.38 11	41.0
20130707-JC09 6. 62 0. 33 6. 31 10. 8 15 549 1230 0. 97 0. 95 14. 04 4. 0 12. 25 1. 90 16 20130707-JC10 6. 99 0. 21 6. 45 10. 5 15. 45 661 975 0. 91 1. 05 16. 26 4. 0 12. 45 2. 61 15 20130707-JC11 6. 99 0. 15 6. 11 7. 61 16. 8 804 1175 0. 88 1 15. 78 4. 7 13. 75 2. 71 15 20130707-JC12 6. 35 0. 27 7. 79 14. 55 13. 05 501 977 0. 81 1. 01 14. 67 3. 2 10. 20 2. 38 11	112.5
20130707-JC10 6. 99 0. 21 6. 45 10. 5 15. 45 661 975 0. 91 1. 05 16. 26 4. 0 12. 45 2. 61 13 20130707-JC11 6. 99 0. 15 6.11 7. 61 16. 8 804 1175 0. 88 1 15. 78 4. 7 13. 75 2. 71 13 20130707-JC12 6. 35 0. 27 7. 79 14. 55 13. 05 501 977 0. 81 1. 01 14. 67 3. 2 10. 20 2. 38 11	105.0
20130707-JC11 6. 99 0. 15 6. 11 7. 61 16. 8 804 1175 0. 88 1 15. 78 4. 7 13. 75 2. 71 15 20130707-JC12 6. 35 0. 27 7. 79 14. 55 13. 05 501 977 0. 81 1. 01 14. 67 3. 2 10. 20 2. 38 11	139.0
20130707-JC12 6.35 0.27 7.79 14.55 13.05 501 977 0.81 1.01 14.67 3.2 10.20 2.38 11	135.5
	112.5
20130707-JC13 6.06 0.19 6.09 11.1 15.75 786 1275 0.89 0.9 14.81 4.2 13.50 2.51 12	124.0
20130707-JC14 6.11 0.19 5.55 8.8 16.2 890 1210 0.9 0.97 14.81 4.5 13.55 2.62 15	122.5
20130707-JC15 5.8 0.28 6.38 11.95 14.95 782 1040 0.93 0.88 14.44 4.2 13.60 1.80 9	96.8
20130707-JC16 5.81 0.28 6.37 14.15 14.45 742 1630 0.92 0.85 15.47 3.9 12.20 1.93 9	97.2
20130707-JC17 6.44 0.22 7.67 10.5 16.45 711 903 0.92 0.99 15.32 4.1 13.00 1.56 8	83.3
20130707-JC18 5. 31 0. 4 5. 82 15. 55 13. 95 576 2170 0. 89 0. 85 14. 19 3. 3 11. 45 2. 11 10	107.5
20130707-JC19 5. 18 0. 4 5. 31 17. 65 12. 6 610 1510 0. 87 0. 97 13. 23 3. 8 10. 40 2. 10 10	106.5
20130707-JC20 6. 26 0. 21 6. 21 7. 75 16. 75 751 1845 0. 92 0. 83 15. 93 4. 5 14. 10 2. 94 14	141.5
20130707-JC21 5.48 0.38 7.15 17.7 12.95 523 1050 0.91 0.92 12.2 3.7 10.90 1.53 7	73.1
20130707-JC22 5. 65 0. 43 6. 88 17. 2 13. 45 538 1325 0. 91 0. 95 15. 21 3. 7 11. 60 1. 85 10	100.0
20130707-JC23 5.58 0.58 6.97 18.45 12.4 628 1555 0.99 0.89 15.91 3.4 11.10 1.00 5	56.6
20130707-JC24 5.15 0.33 7.43 18.05 12.6 457 1355 0.87 0.84 13.78 3.7 11.05 2.46 9	96.3
20130707-JC25 6. 23 0. 43 6. 38 13. 35 14. 65 599 1650 0. 91 0. 92 15. 23 3. 9 12. 10 2. 32 10	107.5
20130707-JC26 8.03 0.07 3.52 1.47 19.6 156.5 549 0.75 0.89 13.46 5.3 16.15 3.06 2	249
20130707-JC27 8.09 0.11 3.83 0.63 18.2 177 801 0.74 0.92 14.74 5.5 15.30 3.16 19	193.5
20130707-JC28 6. 62 0. 33 4. 99 0. 22 20. 2 50. 3 871 0. 25 0. 96 22. 26 5. 6 17. 45 1. 07 5	51.9
20130707-JC29 7. 57 0. 19 3. 81 0. 37 19. 4 65. 3 442 0. 44 0. 99 16. 52 4. 9 16. 30 0. 62 3	34.8
20130707-JC30 8.57 0.06 3.82 1.46 20.2 314 641 0.27 1 19.07 5.3 17.05 2.59 17	179.5

注:Eu/Eu*=2(Eu/Eu_{shale})/(Sm/Sm_{shale}+Gd/Gd_{shale});Ce/Ce*=2(Ce/Ce_{shale})/(La/La_{shale}+Pr/Pr_{shale})(De Baar et al., 1985),shale:北 美页岩平均值。

4.4 沉积物源分析

陆源碎屑岩的化学成分是源区性质、剥蚀和搬运等过程的综合反映。在这些过程中,REE、Zr、Th、Hf、Ti、La和Y等微量元素具有良好的稳定性,甚至在风化、搬运和成岩过程中都是稳定的。由于它们具有非迁移性,常常被用来判断源区源岩类型和构造背景(McLennan et al., 1980; Bhatia et al., 1981; Taylor et al., 1985; Bhatia et al., 1986; Girty et al., 1994; Garver et al., 1995)。 在沉积过程中,REE 仅有微小的变化,源区岩石中REE 丰度和源区风化条件是控制沉积物中REE的主要因素,沉积作用对于REE 的改变是微不足道的,所以,碎屑沉积岩 REE 被广泛用作判别物质来源的主要标志(Bhatia et al., 1981; Taylor et al., 1985; Girty et al., 1994; 于炳松等,1998)。

来自上地壳的稀土元素具有轻稀土富集、重稀

土稳定和 Eu 具负异常的特征。来自兰坪盆地云龙 组上段碳酸盐岩、砂岩、泥质粉砂岩和泥岩层碎屑岩 样品的稀土元素分布特征表现为轻稀土富集、重稀 土相对稳定,Eu 具负异常特征,这与上地壳和北美 页岩稀土元素分布特征相似,表明其沉积物源来源 于上地壳(Shao et al., 2001; Gu et al., 2002)。 La/Th-Hf(图 6a)源岩属性判别图和 K-Rb(图 6b) 物源判别图也表明沉积物源来源于上地壳。从 La/ Th-Hf 源岩属性判别图(图 6a)中可以看出,所有云 龙组上段所有碳酸盐岩样品全部位于长英质源区及 其附近;碎屑岩样品中,粉砂岩、泥质粉砂岩和一个 泥岩样品位于长英质源区,另外两个泥岩样品落在 长英质/基性岩混合源区。根据 K/Rb 比值来判断, 所采样品 K/Rb 比值介于 122.97~255.92,均值为 191.92,这一特征,结合高含量的 K 和 Rb 表明,沉 积物的原始物质来主要源于酸性火山岩、部分来源

表 2 兰坪盆地云龙组上段沉积岩稀土元素含量(×10⁻⁻⁶)

Table 2	The Compositions	of REE of Upper	• Yunlong Formati	on sedimentary rock	s from Lanning	7 Baisn (X 10 ⁻⁶)
Table 2	The Compositions	or KEE or Opper	Tumong Forman	on scumentary rock	s nom Lanping	$2 \text{ Datsit} (\land 10)$

	•					,	-			•			• •			-
样品编号	样品类型	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ REE
20130707-JC01	灰绿色灰岩	39.7	77.5	9.03	32.4	6.65	1.36	5.19	0.85	5.21	1.02	3.06	0.45	2.76	0.45	185.63
20130707-JC02	灰绿色灰岩	40.2	78.1	8.97	33.1	6.32	1.29	5.29	0.94	4.89	1.00	3.10	0.47	2.74	0.44	186.85
20130707-JC03	灰绿色灰岩	38.1	78.5	8.94	32.4	6.12	1.32	5.83	0.89	4.87	1.02	2.90	0.44	2.77	0.37	184.47
20130707-JC04	灰绿色灰岩	37.1	73.9	8.57	32.0	6.40	1.21	5.24	0.89	4.89	0.97	2.61	0.42	2.70	0.37	177.27
20130707-JC05	灰绿色灰岩	34.4	68.2	8.03	29.5	6.25	1.08	4.76	0.83	4.83	0.91	2.52	0.40	2.61	0.36	164.68
20130707-JC06	灰绿色灰岩	32.8	58.3	7.24	27.7	6.03	1.21	5.52	0.89	5.33	1.04	3.04	0.45	2.50	0.38	152.43
20130707-JC07	灰绿色灰岩	33.7	57.4	7.60	28.1	5.94	1.19	5.66	0.88	4.93	1.13	2.85	0.43	2.72	0.37	152.90
20130707-JC08	灰绿色灰岩	30.4	62.3	7.08	26.2	5.21	1.02	4.01	0.62	3.78	0.75	2.06	0.32	2.19	0.31	146.25
20130707-JC09	灰绿色灰岩	35.8	76.7	8.26	29.9	6.38	1.22	4.90	0.85	4.95	0.91	2.67	0.41	2.55	0.37	175.87
20130707-JC10	灰绿色灰岩	38.2	75.6	8.56	31.2	6.11	1.35	5.24	0.82	4.56	0.95	2.55	0.37	2.35	0.35	178.21
20130707-JC11	灰绿色灰岩	35.5	69.5	8.27	29.7	5.80	1.22	4.93	0.75	4.58	0.86	2.38	0.34	2.25	0.38	166.46
20130707-JC12	灰绿色灰岩	36.1	64.7	8.43	31.2	6.45	1.34	5.29	0.81	4.59	0.87	2.48	0.40	2.46	0.35	165.47
20130707-JC13	灰绿色灰岩	39.7	76.8	8.86	33.7	6.87	1.30	5.84	0.82	4.88	1.01	2.96	0.44	2.68	0.38	186.24
20130707-JC14	灰绿色灰岩	34.2	67.6	7.79	29.8	5.87	1.22	5.16	0.72	4.40	0.88	2.77	0.34	2.31	0.36	163.42
20130707-JC15	灰绿色灰岩	36.4	75.2	8.46	30.5	6.23	1.16	5.40	0.82	4.72	0.82	2.77	0.38	2.52	0.36	175.74
20130707-JC16	灰绿色灰岩	35.9	71.8	7.94	31.3	6.58	1.14	5.25	0.80	4.61	0.88	2.74	0.37	2.32	0.36	171.99
20130707-JC17	灰绿色灰岩	33.1	66.6	7.44	28.1	5.46	1.12	4.55	0.69	4.22	0.79	2.35	0.38	2.16	0.32	157.28
20130707-JC18	灰绿色灰岩	35.9	70.5	8.20	31.4	6.88	1.23	5.84	0.81	5.07	1.07	3.19	0.43	2.53	0.39	173.44
20130707-JC19	灰绿色灰岩	38.1	72.0	8.43	32.9	6.97	1.45	6.16	0.91	5.39	1.09	3.26	0.44	2.88	0.45	180.43
20130707-JC20	灰绿色灰岩	36.0	72.0	8.13	30.8	5.85	1.02	4.97	0.68	4.24	0.83	2.59	0.38	2.26	0.33	170.08
20130707-JC21	灰绿色灰岩	32.7	65.7	7.48	27.8	5.99	1.18	5.24	0.75	4.72	0.95	2.86	0.43	2.68	0.36	158.84
20130707-JC22	灰绿色灰岩	33.3	67.1	7.73	28.4	6.08	1.19	4.98	0.74	4.33	0.90	2.64	0.40	2.19	0.39	160.37
20130707-JC23	灰绿色灰岩	28.8	62.6	6.55	24.5	5.21	0.95	4.19	0.64	3.81	0.76	2.22	0.33	1.81	0.28	142.65
20130707-JC24	灰绿色灰岩	32.1	60.3	7.13	26.6	5.54	0.98	4.76	0.69	4.06	0.87	2.52	0.38	2.33	0.37	148.63
20130707-JC25	灰绿色灰岩	33.5	66.4	7.45	29.4	5.79	1.14	5.11	0.76	4.48	0.89	2.57	0.36	2.20	0.38	160.43
20130707-JC26	粉砂岩	55.2	94.0	13.35	51.9	11.10	2.04	9.04	1.35	8.11	1.57	4.71	0.66	4.10	0.57	257.7
20130707-JC27	泥质粉砂岩	48.2	78.5	11.20	44.4	8.99	1.72	7.53	0.99	6.19	1.24	3.88	0.54	3.27	0.52	217.2
20130707-JC28	泥岩	126.0	80.2	39.1	149.0	28.2	5.32	20.7	2.81	15.15	2.63	7.22	0.95	5.66	0.79	483.7
20130707-JC29	泥岩	60.8	60.1	14.80	57.9	10.60	2.11	8.15	1.18	7.08	1.38	4.00	0.56	3.68	0.54	232.9
20130707-JC30	泥岩	108.5	65.9	27.0	98.8	19.05	3.73	14.05	2.03	11.55	2.12	5.93	0.83	5.69	0.73	365.9
NASC		32.0	73.0	7.9	33.0	5.7	1.24	5.2	0.85	5.8	1.04	3.4	0.5	3.1	0.48	173.21
球粒陨石		0.3	0.8	0.12	0.6	0.2	0.07	0.26	0.05	0.32	0.07	0.21	0.03	0.21	0.03	3.29



图 6 兰坪盆地云龙组上段 La/Th-Hf(a)和 K-Rb(b)源岩判别图解(据 Floyd et al., 1987) Fig. 6 The source rocks discrimination diagrams about La/Th-Hf(a) and K-Rb(b) for Upper Yunlong Formation, Lanping Basin(After Floyd et al., 1987)

于中基性岩的风化产物(Floyd et al., 1987)。李佑 国等(2006)通过对兰坪盆地啦井、兰坪和金顶一带 新生代沉积物进行地球化学特征的研究也表明其物 源主要为长英质,还有较多的基性一超基性岩物源, 物源区可能位于北部的华昌山。李志明等(2003)通 过对兰坪盆地中新生代砂岩地球化学的研究也认 为,沉积物源的原始物质均来自上地壳,以长英质岩 石为主,并有少量的安山质岩石和古老沉积物的混 入,云龙组沉积岩化学成分特征与被动大陆边缘环 境的砂岩更为密切。

因此,根据微量及稀土元素等地球化学特征表 明,兰坪盆地云龙组上段沉积时期沉积物质来源于 上地壳,原始物质主要为长英质岩石,还有部分的中 基性岩。在此阶段,随着蒸发岩沉积结束后,气候变 的相对潮湿,周缘母岩风化、搬运进入盆地使之面积 更加缩小,预示着盆地发育已接近晚期(帅开业, 2000)。

5 结论

根据兰坪盆地云龙组上段主、微量元素及稀土 元素分析,得到以下几点认识:

(1)由 Sr/Ba 比值可知, 云龙组上段为陆相淡水 沉积, 表明由云龙组蒸发岩沉积时期的盐湖、干盐湖 沉积转变为云龙组上段淡水湖沉积。

(2)由 Ce/Ce*来判断,云龙组上段沉积时期主 要为氧化环境,碳酸盐岩沉积时期呈弱氧化性,部分 层位为还原环境;氧化性:泥岩>粉砂岩>碳酸 盐岩。

(3)根据 Σ REE 和(La/Yb)_n,结合 Fe₂O₃/ MnO、CaCO₃(%)、EF_{Mn}和 Al(%),云龙组上段沉 积时期划分为两个不同的古气候特征:碳酸盐沉积 时期以干旱炎热为主的古气候条件;碎屑岩沉积时 期以温暖湿润为主的古气候条件;并且,干旱和湿润 气候的交替变化。

(4)兰坪盆地云龙组上段沉积时期沉积物质来 源于上地壳,原始物质主要为长英质岩石,还有部分 的中基性岩。

致谢:本次野外工作得到范建福博士和王笛的 热情帮助和大力支持,在此表示衷心感谢!

参考文献

- 陈亮,刘春莲,庄畅,车晓光,吴洁.2009. 三水盆地古近系下部湖 相沉积的稀土元素地球化学特征及其古气候意义.沉积学报, (6):1155~1162.
- 陈衍景,邓健,胡桂兴. 1996. 环境对沉积物微量元素含量和配分 型式的制约. 地质地球化学,3(97):97~105.
- 陈骏, 鹿化煜. 1996. 陕西洛川黄土沉积物中稀土元素及其它微量 元素的化学淋滤研究. 地质学报, 70(1): 61~72.
- 郭福祥. 1986. 滇西兰坪思茅地区晚白垩世至早第三纪的成盐带和 成盐期. 地质科学, 2:161~169.

韩吟文,马振东. 2003. 地球化学. 北京:地质出版社:1~370.

- 李佑国,侯中健,王安建,唐菊兴,刘俊来,薛春纪,修群业.2006. 兰坪盆地新生代碎屑岩地球化学特征及其对物源制约. 岩石学 报,22(3):751~760.
- 李志明,刘家军,胡瑞忠,刘玉平,李朝阳,何明勤.兰坪中新生代 盆地沉积岩源区构造背景和物源属性研究一砂岩地球化学证 据. 沉积学报,21(4):547~552.

- 刘宝珺. 1979. 沉积岩石学. 北京:地质出版社: 1~295.
- 钱利军,陈洪德,林良彪,徐胜林,欧莉华. 2012. 四川盆地西缘地 区中侏罗统沙溪庙组地球化学特征及其环境意义. 沉积学报, 30(006):1061~1071.
- 曲一华,袁品泉,帅开业,张瑛,蔡克勤,贾疏源,陈朝德. 1998. 兰坪—思茅盆地钾盐成矿规律及预测.北京:地质出版社:1 ~120.
- 史基安,郭雪莲,王琪,严宁珍,王疆霞.2003. 青海湖 QH1 孔晚 全新世沉积物稀土元素地球化学与气候环境关系探讨. 湖泊科 学,15(1):28~34.
- 帅开业. 1987. 云南中、新生代地质构造演化与蒸发岩建造. 现代地质,1(2):207~229.
- 帅开业.2000. 兰坪一思茅中、新生代盆地成因新解. 地学前缘,7 (4):380.
- 薛春纪,陈毓川,杨建民,王登红,杨伟光,杨青标.2002. 滇西兰 坪盆地构造体制和成矿背景分析.矿床地质,21(1):36~44.
- 王爱华. 1996. 不同形态锶钡比的沉积环境判别效果比较. 沉积学报,14(4):168~173.
- 王开怡. 1984. 以微量元素组合区分沉积环境初探. 大地构造与成 矿学, 3: 009.
- 王随继,黄杏珍.1997. 泌阳凹陷核桃园组微量元素演化特征及其 古气候意义.沉积学报,15(1):65~70.
- 王中刚,于学元,赵振华,等. 1989.稀土元素地球化学.北京:科学出版社:1~535.
- 杨守业,李从先. 1999. REE 示踪沉积物物源研究进展. 地球科学 进展, 14(2):164~167.
- 伊海生,林金辉,赵西西,周恳恳,李军鹏,黄华谷.2008.西藏高 原沱沱河盆地新新世一中新世湖相碳酸盐岩稀土元素地球化 学特征与正铕异常成因初探.沉积学报,26(1):1~10.
- 于炳松,乐昌硕.1998.沉积岩物质成分所蕴含的地球深部信息. 地学前缘,5(3):105~112.
- 张虎才,张文翔,常凤琴,杨伦庆,雷国良,杨明生,蒲阳,类延斌. 2009.稀土元素在湖相沉积中的地球化学分异——以柴达木盆 地贝壳堤剖面为例.中国科学:D辑,(8):1160~1168.
- 张沛,郑建平,张瑞生,余淳梅.2006. 塔里木盆地塔北隆起奥陶系 ~ 休罗系泥岩稀土元素地球化学特征. 沉积学报,23(4):740 ~746.
- 张文翔. 2009. 表生元素在湖相沉积中的地球化学分异及环境演化. 兰州大学.
- 朱丽霞,付修根,谭富文,冯兴雷.2010. 羌塘盆地那底岗日地区上 侏罗统一下白垩统碳酸盐岩稀土元素地球化学与古气候. 沉积 与特提斯地质,30(4):92~96.
- 朱志军,陈洪德,林良彪. 2010. 川东南一湘西地区志留系小河坝 组砂岩微量元素地球化学特征及意义. 地质科技情报, 29(2): 24~30.
- Bhatia M R. 1985. Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. Sedimentary Geology, 45(1): 97~113.
- Bhatia M R, Crook K A W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contributions to mineralogy and petrology, 92(2): 181 ~193.

- Bhatia M R, Taylor S R. 1981. Trace-element geochemistry and sedimentary provinces: a study from the Tasman Geosyncline, Australia. Chemical geology, 33(1): 115~125.
- Liu C L, Wang M L, Jiao P C, Li S D, Chen Y Z. 2003. Holocene yellow silt layers and the paleoclimate event of 8200 a BP in Lop Nur, Xinjiang, NW China. Acta Geologica Sinica-English Edition, 77(4): 514~518.
- Cullers R L, Barrett T, Carlson R, Robinson B. 1987. Rare-earth element and mineralogic changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, USA. Chemical geology, 63(3): 275~297.
- Cullers R L, Basu A, Suttner L J. 1988. Geochemical signature of provenance in sand-size material in soils and stream sediments near the Tobacco Root batholith, Montana, USA. Chemical Geology, 70(4): 335~348.
- De Baar H J, Bacon M P, Brewer P G, Bruland K W. 1985. Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Oceans. Geochimica et Cosmochimica Acta, 49(9):1943~1959.
- Floyd P A, Leveridge B E. 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. Journal of the Geological Society, 144(4): 531~542.
- Garver J I, Scott T J. 1995. Trace elements in shale as indicators of crustal provenance and terrane accretion in the southern Canadian Cordillera. Geological Society of America Bulletin, 107(4): 440~453.
- Girty G H, Hanson A D, Knaack C, Johnson D. 1994. Provenance determined by REE, Th, and Sc analyses of metasedimentary rocks, Boyden Cave roof pendant, central Sierra Nevada, California. Journal of Sedimentary Research, 64(1):68~73.
- Gromet L P, Haskin L A, Korotev R L, Dymek R F. 1984. The "North American shale composite": its compilation, major and trace element characteristics. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48(12):2469~2482.
- Gu X X, Liu J M, Zheng M H, Tang J X, Qi L. 2002. Provenance and tectonic setting of the Proterozoic turbidites in Hunan, South China: geochemical evidence. Journal of Sedimentary Research, 72(3): 393~407.
- Haskin M A, Haskin L A. 1966. Rare earths in European shales: a redetermination. Science, 154(3748):507~509.
- Henderson P. 1984. General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. Rare earth element geochemistry, $2:1\sim32$.
- Herrmann G. 1970. Y and lanthanides. In Handbookof Geochemistry, 11-2, (editor K. H. Wedepohl), 667 pp.
- Johannesson K H, Lyons W B, Bird D A. 1994. Rare earth element concentrations and speciation in alkaline lakes from the western USA. Geophysical Research Letters, 21(9):773~776.
- McLennan S M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks; influence of provenance and sedimentary processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 21(1); 169~200.
- McLennan S M, Taylor S R. 1980. Th and U in sedimentary rocks:

crustal evolution and sedimentary recycling. Nature, 285: 621 ${\sim}624.$

- Palmer M. 1985. Rare earth elements in foraminifera tests. Earth and Planetary Science Letters, 73(2):285~298.
- Piper D Z. 1974. Rare earth elements in the sedimentary cycle: a summary. Chemical Geology, 14(4):285~304.
- Shao L, Stattegger K, Garbe Schoenberg C D. 2001. Sandstone petrology and geochemistry of the Turpan basin (NW China): implications for the tectonic evolution of a continental basin. Journal of Sedimentary Research, 71(1): 37~49.
- Shields G, Stille P. 2001. Diagenetic constraints on the use of cerium anomalies as palaeoseawater redox proxies: an isotopic and REE study of Cambrian phosphorites. Chemical Geology, 175(1): 29~48.
- Tanaka K, Akagawa F, Yamamoto K, Tani Y, Kawabe I, Kawai T. 2007. Rare earth element geochemistry of Lake Baikal sediment: its implication for geochemicalre response to climate change during the Last Glacial/Interglacial transition. Quaternary Science Reviews, 26(9):1362~1368.
- Taylor S R, McLennan S M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 1985:321
- Tribovillard N, Algeo T J, Lyons T, Riboulleau, A. 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. Chemical Geology, 232(1): 12~32.
- Wang M L, Liu C L, Jiao P C, Yang Z C. 2005. Minerogenic theory of the superlarge Lop Nur potash deposit, Xinjiang. Acta Geologica Sinica, 79(1): 53~65.

Geochemical Characteristics of Rare Earths and Trace Elements, of the Upper Yunlong Formation in Lanping Basin, Yunnan and Its Environments Significance

SHEN Lijian, LIU Chenglin, WANG Licheng

MRL Key LaboratoryMetallogeny and Mineral Assessment, Institute of mineral resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

Abstract

Because the characteristics of geochemistry in sedimentary rocks contain lots of geological information, it has a great significance for restoring the sedimentary environment and discussing the provenance. The upper Yunlong Formation in Yunnan Lanping Basin consists of a set of carbonate rocks and its overlying clastic rocks. Through the study of major, trace elements and REE for carbonates and clastic rocks respectively, the results and geochemical characteristics can be concluded as followed: the total \sum REE of carbonate and clastic rocks range from 142.65 \times 10⁻⁶ \sim 186.85 \times 10⁻⁶ and 217.2 \times 10⁻⁶ \sim 483. 7×10^{-6} , 167. 44×10^{-6} and 358. 7×10^{-6} in average respectively. The $(La/Yb)_N$ values range from 8. $22 \sim 10.96$ and $9.07 \sim 15.01$ respectively, the standard curve inclined right which indicate the light rare earth elements enriched compared with heavy rare earth elements. Negative Eu anomalies were in a medium level, negative Ce anomalies of three mudstones were very strong, and other samples show no significant negative Ce anomalies. According to the eigenvalue Ce/Ce* which is the most sensitive about redox environment, the upper Yunlong Formation sedimentary period was mainly in an oxidizing milieu, the sedimentary period of carbonate rocks was in a weak oxidizing milieu and some stages was in relatively reducing milieu, and the mudstone was in the most oxidizing milieu, the siltstone took second place and carbonate rock took the last. Based on $\sum REE$ and $(La/Yb)_n$, $Fe_2 O_3/MnO$, EF_{Mn} , $CaCO_3$ (%) and Al (%), it can indicate that the stage of clastic rocks deposited was in a paleo-climate of warm and wet environment, and the stage of carbonate rocks deposited was in a paleo-climate of arid and hot environment, and had an alternate changes between drying and wetting at the same time. Sedimentary material source was from the upper continental crust, and consisted of mainly original felsic materials, and intermediate and intermediate-mafic matetials.

Key words: Lanping Basin; Upper Yunlong formation, rare earths and trace elements, paleoenvironments, provenance