

广西右江盆地利周-河口剖面极低级变质带的伊利石结晶度与粘土矿物光谱标志对比研究*

燕守勋**

(中国科学院遥感应用研究所遥感信息科学开放研究实验室, 北京 100101)

摘要 为了检验高光谱遥感技术划分极低级变质带的应用潜力, 进行了广西田林利周-河口剖面粘土矿物成分和伊利石结晶度 Kübler 指数 XRD 测量以及泥岩可见光-短波红外反射光谱测量. 运用伊利石结晶度 Kübler 指数将下三叠统罗楼群和中三叠统百逢组下段划归浅变质带; 将中三叠统百逢组上段和河口组划归近变质带, 中三叠统百逢组上段为高级近变质带; 将中三叠统上部河口组划归低级近变质带. 基于 $1 \text{ 个 } K.I\Delta 2\theta \text{ } ^\circ.0.43$ 的测量值, 不排除局部为成岩带的可能. 在地层柱上自下向上, 伊利石结晶度 Kübler 指数由小变大, 变质程度由高变低, 而且变质作用级别与岩层在地层柱中位置协调以及变质带边界与地层线趋于一致, 证明为区域埋藏极低级变质作用. 从地层柱下部到上部, 新鲜岩石粘土矿物 2200 nm 附近吸收峰向短波方向移动. 伊利石也有同样的吸收光谱迁移规律. 这表明, 随变质温度的升高, 矿物光谱吸收峰向长波方向迁移. 风化岩石和黑色岩石不适于极低级变质带的航天、航空遥感技术划分. 但是, 根据新鲜岩石吸收光谱迁移规律, 可以用便携式野外光谱仪沿地质剖面, 由新鲜岩石光谱划分地层单元和极低级变质带.

关键词 伊利石结晶度 极低级变质带 吸收峰变迁

基于矿物诊断性光谱特性, 高光谱遥感技术普遍应用于地表岩石、矿物的精细识别与填图^[1-3]. 高光谱遥感地质应用的最新发展趋势之一是提取岩石矿石形成的物理、化学参数和成分分带^[4], 并向远远滞后于矿产勘探、岩浆岩岩石学、盆地分析和行星学的变质地质学遥感应用领域拓展^{[5-7][11]}.

在我国广泛分布的极低级变质带, 是当今变质地质学研究的前沿, 国内外仅有 10 余年的系统研究历史^[8]. 寻找低温矿产资源、保护环境^[9]、恢复油气-煤盆地历史、探索油气聚集规律、解决造山带与沉积盆地地球动力学背景等许多关键问题都需要对极低级变质带的深入认识. 由于极低级变质带大都由小于 $5 \mu\text{m}$ 的粘土矿物组成, 常规方法研究困难. 目前, 国内外学者

2002-08-21 收稿

* 国家自然科学基金(批准号: 40072092) 和中国科学院知识创新项目(KZCX20305-ADEC)联合资助

** E-mail: Yansx@irsa.irsa.ac.cn

1) Martinez-Alonoso S E. Study of the infrared spectra of phyllosilicates through direct measurements, quantum mechanical modeling and environment of mineralization. Ph D Thesis. University of Colorador, Boulder, 2000

用 X 光衍射、电子探针、扫描电子显微镜、透射电子显微镜等先进的微束分析技术在标本尺度上分析粘土矿物的成分、结构,用标志矿物及组合、伊利石结晶度和 b_0 值、伊/蒙混合层、绿泥石结晶度、多型、温度计、自生石英和长石、有机质参数、流体包裹体等来恢复成岩→极低级→低级变质作用演化^[10~16]。需要强调的是,自 1967 年 Kübler 提出近变质带(anchizone)并用 XRD 测量伊利石结晶度以划分极低级变质带以来,伊利石结晶度一直是划分极低级变质带的主要指标^[17]。IGCP-294 项目伊利石结晶度工作组推荐了伊利石结晶度测试程序^[15]。近年明确了伊利石结晶度是雏晶大小的量度,也与晶格应变有关,主受变质反应动力控制^[14]。

新技术方法的运用将是极低级变质带研究取得进展的关键。研究表明^[18],光谱对地物化学成分和结构的微细变化非常敏感,地物微细的化学和结构的变化常常导致吸收位置和吸收形态的变化。因此,地物的光谱特性在现实世界中是非常复杂的。在早期研究中,这成为一大劣势。随着技术的发展和在地物光谱特性和迁移原因的深入探究及知识的增加,这一劣势正转变为探究地物化学成分和结构及自然环境微细变化的强大优势。

高光谱遥感将是直观、快速、经济、高效地探测极低级变质带的技术手段。这是因为:(1)组成极低级变质带的粘土矿物,如:伊利石、绿泥石、蒙皂石、白云母等,在短波红外区都有诊断性吸收峰^[19,20];(2)粘土矿物对环境变化非常敏感,其结晶度、晶体大小、成分等随温度等条件变化而变化。尤其伊利石、白云母、绿泥石等在不同的形成温度区,因晶体成分等的变化而发生吸收位置的迁移^[4,5,21],这是运用遥感技术填制形成于不同条件的矿物进而划分变质带的依据。

作者用伊利石结晶度研究了右江地区早中三叠世槽盆相碎屑岩系典型剖面极低级变质,并对应分析了粘土矿物 2200 nm 附近吸收光谱特点,以伊利石结晶度为对照,探索了划分极低级变质带的粘土矿物光谱标志。

1 地质概况与样品采集

右江中生代盆地位于特提斯构造域与滨太平洋构造域的复合部位,发育于扬子地台西南大陆边缘和加里东褶皱带基底之上,经历了早期大陆边缘裂谷-弧后伸展盆地沉积、埋藏型极低级变质作用和后期的构造变形与微细浸染型金矿成矿作用^[11,12,22,23]。

下、中三叠统碎屑岩相典型地层剖面是田林县利周-河口剖面(图 1)。下、中三叠统碎屑岩沉积在二叠系之上^[24]。三叠系下统罗楼群厚 366 m,为浅海相泥页岩夹粉砂岩、泥质灰岩;中三叠统下部为百逢组,厚 1572 m。百逢组下段为中~厚层细砂岩夹页岩、泥岩;上段为青灰、灰绿色泥岩夹薄层砂岩。中三叠统上部为河口组,厚 1532 m,为细砂岩、页岩互层。河口组上段相当于汪甸幅(1:50000)²⁾划分的兰木组 3 段,下段相当于兰木组 1~2 段。

沿利周-河口剖面(图 1)系统采集了新鲜泥岩样品,用于伊利石结晶度和可见光-短波红外(3500~2500 nm)光谱分析。

1) 见 459 页脚注

2) 广西百色地质队。汪甸幅 1:5000 地质图。1974

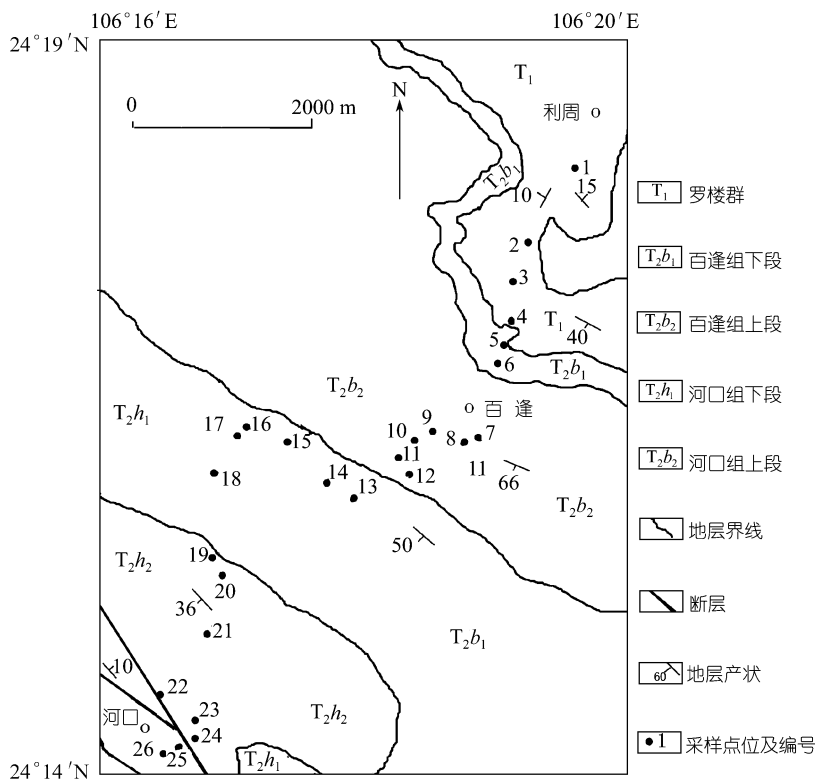


图 1 田林县利周-河口剖面地质图

2 伊利石结晶度分析

2.1 样品制备与测试

测试执行标准为中国石油天然气集团石油勘探开发科学研究院实验中心 SY/T 5163 1995 标准, 与 IGCP-294 项目伊利石结晶度工作组推荐伊利石结晶度测试程序^[15]一致。使用仪器为 D/max-2500。

首先分离样品。将粘土含量大于 50% 的新鲜泥岩样品放在铜钵中轻轻粉碎, 筛取小于 1 mm 的样品, 置于高脚杯中, 加进蒸馏水, 浸泡 1 天后用超声波小功率短时间促进分散, 制成良好悬浮液。

然后提取 < 2 μm 粒径悬浮液制作定向片。将悬浮液倒在载玻片上, 在 26 mm \times 27 mm 面积上, 粘土重约 40 mg, 自然晾干。

然后分析样品。用石墨单色计在 $2\theta = 2.6\sim 15.0^\circ$ 范围对定向片进行扫描, 发电机条件为 Cu 辐射, 40 kV, 100 mA。扫描速度为 $2^\circ(2\theta)/\text{min}$, 采样步宽为 $0.01^\circ(\Delta 2\theta)$ 。

对定向片进行乙二醇饱和处理和加热处理以鉴定粘土矿物。用蒸气法, 温度为 50° , 加热约 12 h。扫描范围 $2.6^\circ\sim 30^\circ(2\theta)$ 。对乙二醇饱和片加热处理, 在温度 450°C 下加热 2 h, 扫描范围为 $2.6\sim 15^\circ(2\theta)$ 。

标样为白云母, 其半高宽为 $0.10\Delta 2\theta^\circ$, d 值为 1 nm, 衍射指数为 002。在自然定向片上运用仪器程序 RISM, 由电脑自动测量 1 nm 峰半高宽即为 Kübler 指数。

为了检验扫描速度对测量结果的影响,对 L4(表 1)进行了不同扫描速度下伊利石结晶度测量实验. 选取扫描速度为 2° , 3° 和 $4^\circ(2\theta)/\text{min}$ 进行了 8 次扫描, 测量伊利石结晶度, $K.I(\Delta 2\theta^\circ)$ 均为 0.22, 证明扫描速度对测量精度影响不大.

2.2 测量结果

在利周-河口剖面(图 1)测量伊利石结晶度 20 个样品, 其中, 两个样品因碎屑含量高不能取得数据. 其他 18 个数据质量良好(表 1).

表 1 田林利周-河口剖面 XRD 伊利石结晶度和光谱测量结果^{a)}

地层	样品号	岩石	粘土矿物相对含量/%					混层比	2200 nm 附近		伊利石 结晶度 K.I($\Delta 2\theta^\circ$)	
			S	I	K	C	C/S	/%	C/S	新鲜面		风化面
罗 楼 群	L1-1	黄绿色泥岩		9	4	2	85	30		无	无	
	L1-2	黄绿色泥岩									2217	
	L3	黑色泥岩		94		6				无	无	0.22
	L4	灰绿色泥岩		92		8				2220	2222	0.22
百 逢 组 下 段	L5	杂色泥岩		81		6	13	30		无	无	0.25
	L6-1	黑色泥岩								无	无	
	L6-2	黄绿色泥岩		64	2	2	32	35		2213	2212	0.24
百 逢 组 上 段	L7-1	黑色泥岩		61	1	1	37	20		无	无	0.26
	L8-1	灰绿色泥岩		86		7	7	40		无	无	0.30
	L8-2	灰绿色泥岩		75		25				2214		0.33
	L9-1	黑色泥岩								无	无	
	L9-2	黑色泥岩								2216	2220	
	L10-1	黑色泥岩		67		33				2216		0.32
	L10-2	黑色泥岩								2213	2207	
	L11	灰绿色泥岩	3	80		17				2217		0.33
	L12	红色泥岩		42	58					2208	2210	0.33
	河 口 组 下 段	L13	红色泥岩		64	27	9				2209	2215
L14		灰绿色泥岩								2210	2213	
L15		红色泥岩		70	25	5				2209	2211	0.38
L16		黄绿色泥岩								2213	2208	
L17		青灰色泥岩								2206	2212	
L18		青灰色泥岩		69		31				2214		0.43
河 口 组 上 段	L19	灰绿色泥岩								2208	2206	0.40
	L20	灰绿色泥岩		75		8	17	30		2203	2209	0.39
	L21	黄绿色泥岩		67		5	28	30		2202		0.38
	L22	黑色泥岩		73		27				2205		0.39
	L23	青绿色泥岩								2204	2206	
	L24	青灰色泥岩								2205	2207	
	L25	青灰色泥岩		73		27				2197		0.39
	L26	青灰色泥岩								2205		

a) S, 蒙皂石; I, 伊利石; K, 高岭石; C, 绿泥石; C/S, 绿泥石/蒙皂石混层矿物

3 变质作用分析

国际上以伊利石结晶度 Kübler 指数 0.42 和 $0.25 \Delta 2\theta^\circ$ 作为近变质带的上、下限来划分成岩带、近变质带和浅变质带。以 Kübler 指数 $0.30 \Delta 2\theta^\circ$ 为界将近变质带又进一步划分为低级近变质带和高级近变质带; 以 Kübler 指数 $1.0 \Delta 2\theta^\circ$ 为界将成岩带划分为低级成岩带和高级成岩带^[14]。

在利周-河口剖面, 罗楼群-百逢组下段 4 个样品伊利石结晶度 Kübler 指数为 $0.22 \sim 0.25 \Delta 2\theta^\circ$, 属浅变质带, 而且下三叠统罗楼群(T_1)两个样品伊利石结晶度均为 $0.22 \Delta 2\theta^\circ$, 中三叠统下部百逢组(T_2^{-1})两个样品伊利石结晶度为 $0.24 \sim 0.25 \Delta 2\theta^\circ$ 。

百逢组上段(T_2^{-2})至河口组(T_2^0) 14 个样品的伊利石结晶度 Kübler 指数, 除样品 L18 为 $0.43 \Delta 2\theta^\circ$ 属成岩带外, 其他 13 个样品为 $0.26 \sim 0.40 \Delta 2\theta^\circ$, 属近变质带。百逢组上段 6 个样品 Kübler 指数为 $0.26 \sim 0.33 \Delta 2\theta^\circ$, 属高级近变质带。在这里, 以 Kübler 指数为 $0.33 \Delta 2\theta^\circ$ 来划分高级近变质带和低级近变质带要比 Frey 等^[14]用 $0.30 \Delta 2\theta^\circ$ 更合适。河口组 6 个样品的 Kübler 指数为 $0.38 \sim 0.43 \Delta 2\theta^\circ$, 除 L18 外, 均属低级近变质带。

L18 采自河口组下段(T_2^{-1})顶部, 位于河口向斜北翼(图 1)。向斜北翼样品 L20 和 L21 的 Kübler 指数为 0.39 和 $0.38 \Delta 2\theta^\circ$, 而向斜南翼对应地层样品 L22 和 L25 Kübler 指数均为 $0.39 \Delta 2\theta^\circ$, 向斜两翼对应地层 Kübler 指数基本一致, 这说明样品 L18 的高值并非与向斜南翼断层相关。向斜两翼对应地层 Kübler 指数基本一致, 样品 L13 和 L15 为沿同一层位顺走向取样, 但 Kübler 指数均为 $0.33 \Delta 2\theta^\circ$, 这表明分析精度高, 而不是制样和测试造成。样品 L18 高值的出现, 表明中三叠统上部地层在低级近变质带的背景下, 局部为成岩带。因为伊利石结晶度受变质温度、流体压力、应力、岩性、晶体化学、矿物学等诸多因素影响, 也许样品 L18 的高值与其他不明因素相关。

索书田等^[12]在利周-河口剖面测量 7 个样品, $P_2 \sim T_1$ 两个样品 Kübler 指数分别为 0.169 和 $0.272 \Delta 2\theta^\circ$; 百逢组 3 个样品 Kübler 指数分别为 0.253, 0.298 和 $0.445 \Delta 2\theta^\circ$; 河口组两个样品 Kübler 指数分别为 0.438 和 $0.445 \Delta 2\theta^\circ$ 。他们以 0.215 和 $0.400 \Delta 2\theta^\circ$ 作为近变质带上、下限, 将该剖面自下向上划分为浅层变质带、近变质带和成岩变质带。他们的测量值较本文测量值偏高。但是, 总体趋势是一致的, 即地层柱自下向上, 伊利石结晶度 Kübler 指数由小变大, 变质程度由高变低, 而且变质作用级别与岩层在地层柱中位置协调以及变质带边界与地层线趋于一致, 证明了三叠纪盆地伸展裂隙-弧后伸展沉降沉积期的区域埋藏变质作用。

4 可见光-近红外波段光谱测量

采用型号为 FieldSpec FR 的 ASD (Analytical Spectral Devices, INC) 便携式快速扫描分光辐射光谱仪, 在晴朗无云的 2002 年 7 月 26 日上午 11:00~12:00 测量光谱。该光谱仪光谱范围为 $350 \sim 2500 \text{ nm}$, 光谱分辨率: 700 nm 之前为 3 nm , $1400 \sim 2500 \text{ nm}$ 为 $10 \sim 12 \text{ nm}$; 采样间隔: $350 \sim 1050 \text{ nm}$ 为 1.4 nm , $1000 \sim 2500$ 为 2 nm 。2001 年 6 月仪器出厂时完成内部定标。相对于随仪器携带的定标白板测量相对反射率。测量期间, 间隔测量白板 8 次。每样测量 5 次, 共对 30 个岩石样品新鲜面和风化面取得 234 条光谱曲线。将每样 5 次测量值取平均即为 1 个样品的光

谱测量值. 然后, 用 EXCEL 软件完成光谱曲线绘制(图 2~5, 曲线中带 w 的标本号示风化面岩石光谱曲线, 其他为新鲜面光谱曲线).

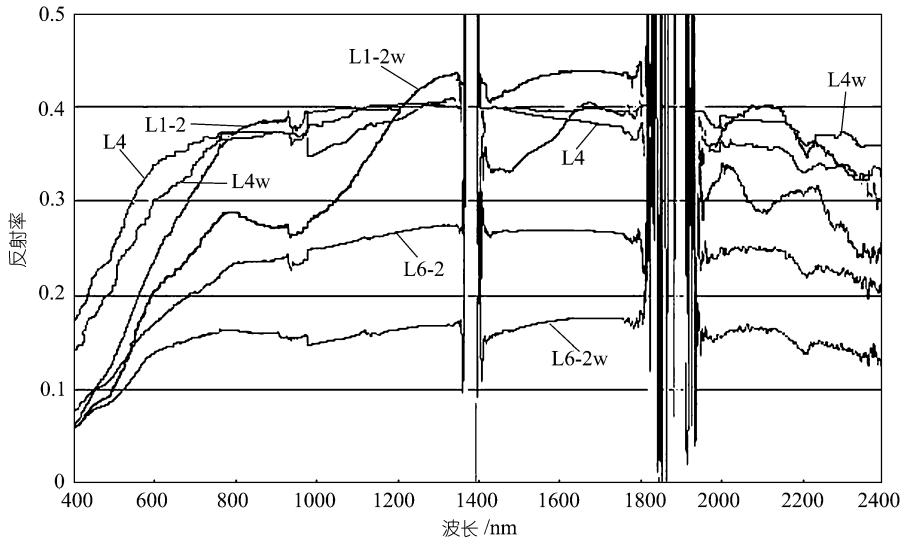


图 2 罗楼群-百逢组下段岩石光谱曲线

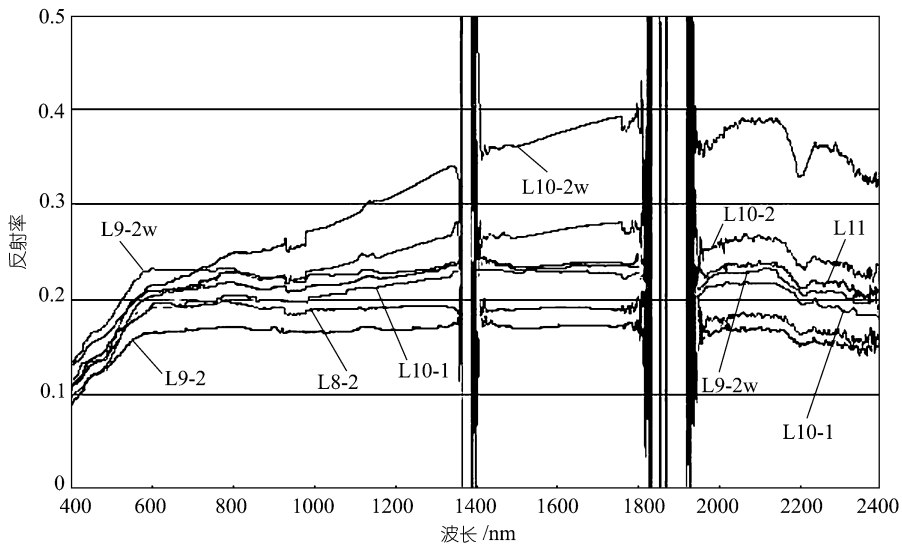


图 3 百逢组上段光谱曲线

5 2200 nm 附近吸收峰的变化和迁移特点及其遥感意义

5.1 粘土矿物 2200 nm 附近吸收峰的变化和迁移特点

XRD 测试表明, 主要粘土矿物为伊利石、绿泥石, 部分样品含较高高岭石, 1 个样品(L11)含蒙皂石, 剖面中下部和上部均有绿泥石/蒙皂石混层矿物, 含量为 7%~32%; 绿泥石/蒙皂石混层比为 20%~40% (表 1).

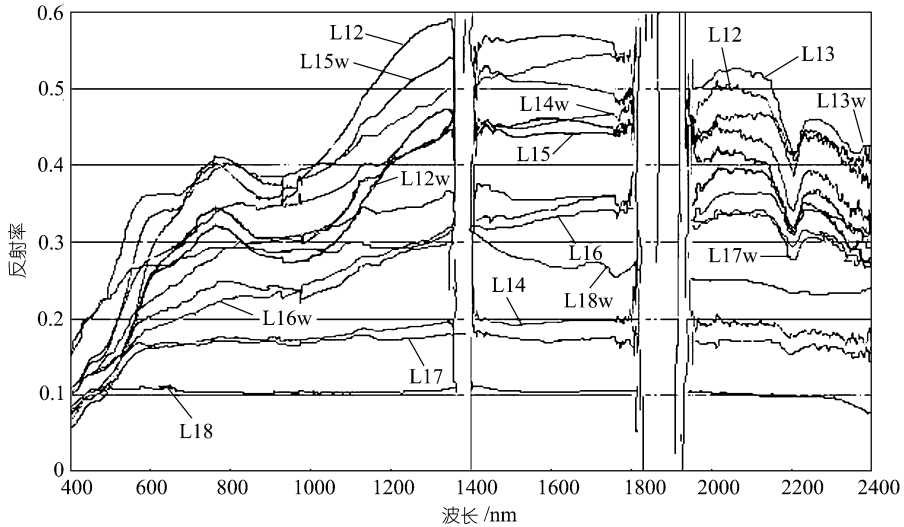


图 4 河口组下段光谱曲线

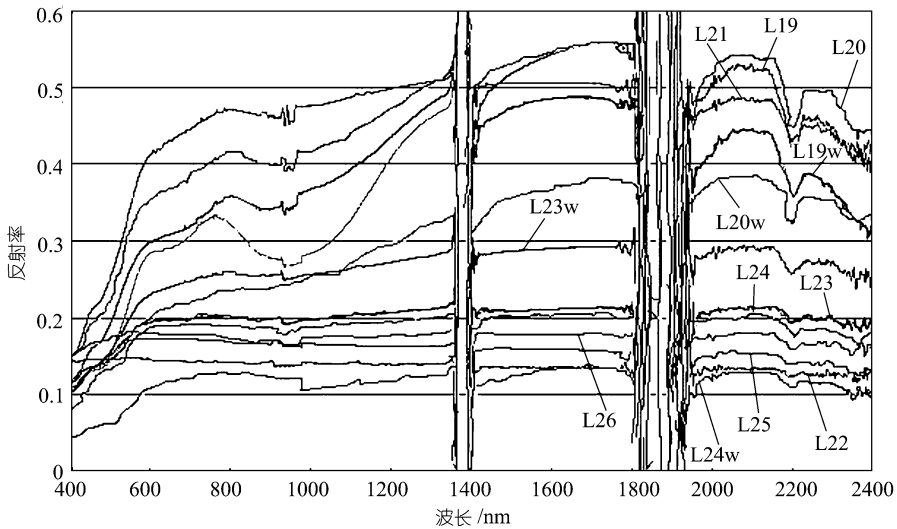


图 5 河口组上段光谱曲线

粘土矿物都是层状硅酸盐矿物. 其基本晶体结构是 SiO_4 四面体层和氧-氢氧根组成的八面体层. SiO_4 四面体层中, Al^{3+} 和 Fe^{3+} 可替代 Si 产生电荷不平衡; 八面体层中 Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} 可替代 Mg^{2+} , 或 Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg^{2+} 可替代 Al^{3+} 产生电荷不平衡. 1 个八面体层和 1 个四面体层组成 1 : 1 层; 1 个八面体层被两个四面体层夹持组成 2 : 1 层^[25]. 层状硅酸盐矿物在 2200~2300 nm 包括 1 个或多个吸收峰, 2200 nm 处的吸收峰起因于 OH 根的拉伸基频 [$\nu(\text{OH})$] 和面内弯曲 [$\delta(\text{OH})$] 基频的合频^[26]. 对有 2200nm 吸收峰的光谱曲线, 用 EXCEL 软件精心量取吸收峰位置 (表 1). 经统计分析 2200 nm 吸收峰位置, 发现新鲜岩石具有明显变化和迁移规律 (图 6).

由图 6 可知, 从地层柱下部到上部, 粘土矿物 2200 nm 附近吸收峰向短波方向变迁: 罗楼群为 2220 nm (伊利石结晶度为 $0.22\Delta 2\theta^\circ$, 浅层变质带), 百逢组为 2217~2213 nm (伊利石结晶度

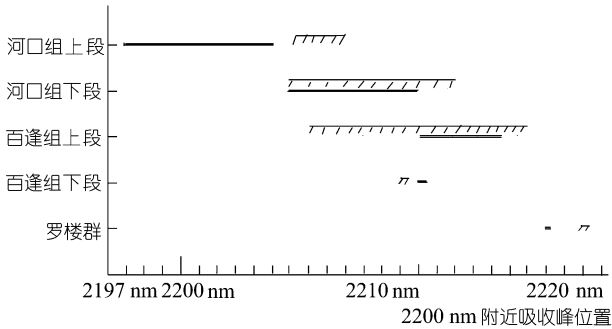


图 6 2200 nm 附近吸收峰位置图
 直线为新鲜岩石光谱, 阴影线条为风化面光谱

为 $0.24\sim 0.33\Delta 2\theta^\circ$, 从浅变质带上部到高级近变质带), 河口组下段为 $2214\sim 2206\text{ nm}$ (伊利石结晶度为 $0.38\sim 0.43\Delta 2\theta^\circ$, 低级近变质带及可能的成岩带), 河口组上段为 $2205\sim 2197\text{ nm}$ (伊利石结晶度为 $0.38\sim 0.40\Delta 2\theta^\circ$, 低级近变质带)。

上述吸收峰变迁特点是所有粘土矿物(伊利石、高岭石、蒙皂石、绿泥石/蒙皂石混层矿物)的贡献. 在这里将多矿物的贡献称为吸收峰“变化”,

而将单矿物的贡献称为“迁移”. 为了检验单矿物吸收光谱的迁移特点, 选择只有伊利石、绿泥石矿物的 5 个样品(表 2), 绿泥石在 2200 nm 没有贡献, 只反映伊利石的吸收特点. 从表 2 可知, 地层柱自下向上随变质级的降低, 伊利石 2200 nm 附近吸收峰由罗楼群的 2220 nm, 百逢组的 2216 nm, 河口组下段 2214 nm 递变为河口组上段的 2205 nm 和 2197 nm, 向短波区迁移, 亦即随变质级或变质温度的升高, 伊利石 2200 nm 附近吸收峰向长波区迁移, 迁移幅度达 23 nm.

表 2 伊利石吸收峰的迁移特点表

标本号	层位	粘土矿物含量/%		伊利石结晶度 K.I($\Delta 2\theta^\circ$)	2200 nm 附近吸收峰位置/nm
		伊利石	绿泥石		
L4	罗楼群	92	8	0.22	2220
L10-1	百逢组下段	67	33	0.32	2216
L18	河口组下段	69	31	0.43	2214
L22	河口组上段	73	27	0.39	2205
L25	河口组上段	69	31	0.39	2197

5.2 2200 nm 附近吸收峰的变化和迁移的遥感意义

(1) 埋藏变质带的特征是变质级界限与地层界线大致吻合. 上述新鲜岩石粘土矿物 2200 nm 附近吸收峰的变化范围与地层单元一致, 可以此来划分地层单元. 根据粘土矿物 2200 nm 附近吸收峰的变化范围, 可以将百逢组归并划分为浅层变质带上部(下段)和高级近变质带, 还可以将其他变质带进一步划分, 而且运用光谱标志, 可以比运用伊利石结晶度标志更加精细地将河口组上、下段区分开来.

(2) 由 OH 基频振动模式研究层状硅酸盐矿物的晶体结构和阳离子成分早已受到重视^[27-35]. Vedder 等^[31] 识别出 $2.2\ \mu\text{m}$ 处由拉伸震动 $\nu(\text{OH})$ 和面内弯曲振动 $\delta(\text{OH})$ 组成的合频. 从此以后, 将该合频作为鉴别层状硅酸盐矿物的一项指标, 遥感研究对其尤为重视^[21,34-42]. 实验研究表明了与 OH 根相关的红外波段和层状硅酸盐八面体阳离子成分之间的相关性, 但非因果关系.

普遍认为, 该合频对应为由^[VI]Al 围绕的 OH 根基团组^[35,43]. 八面体铝的成分与该波段位

置明显负相关^{[21,39,44,45]1)}。因此,在富铝的样品中,该合频位于短波区(2.19 μm 附近)。在 AlFe^{3+} 环境下,根据 $\nu(\text{OH})$ 和 $\delta(\text{OH})$ 的波数,该合频当位于 2.24 ~ 2.25 μm ^[39,43,44]。

本研究表明,随变质级或变质温度的升高,粘土矿物吸收光谱向长波方向变化、迁移。由此可推测: 1) 在利周-河口剖面,从下部向上部,粘土矿物八面体 Al 的含量由低变高,这将要由后继研究中的化学分析来证实。2) 根据光谱吸收带的变化、迁移特点,结合运用粘土矿物地质温度计等变质温度指标,可以划分极低级变质带的等温度带。但是,目前尚未有成熟的粘土矿物地质温度计^[46],这仍然是学者们致力探索的前沿领域。3) 该剖面变质温度与粘土矿物^[V]Al 成分之间的关系以及阳离子替代与吸收光谱迁移之间的关系,仍然是有待于后继研究的重要主题。

(3) 由图 6 可知,风化面岩石 2200 nm 附近吸收峰的位置虽具有与新鲜岩石一致的变化、迁移趋势,但不同层位岩石吸收峰位置重叠明显,不像新鲜岩石光谱那样能够用于极低级变质带的遥感技术划分。黑色泥岩等(如表 1 中 L3, L6-1, L9-1)尽管粘土含量高,因有机质的掩蔽,没有出现 2200 nm 吸收峰。因此,黑色岩石也不适于极低级变质带的遥感技术划分。尽管风化岩石的吸收光谱特点不适合航天、航空遥感运用,但是根据新鲜岩石吸收光谱变化、迁移规律,结合典型剖面伊利石结晶度测量,可以用便携式野外光谱仪(如 PIMA)沿地质剖面,由新鲜岩石光谱划分区域地层单元和极低级变质带。

6 结语

(1) 在田林利周-河口剖面,运用伊利石结晶度 Kübler 指数将下三叠统罗楼群和中三叠统百逢组下段划归为浅变质带($K.I\Delta 2\theta^\circ$ 为 0.22~0.25); 将中三叠统百逢组上段和河口组划归为近变质带,中三叠统百逢组上段为高级近变质带($K.I\Delta 2\theta^\circ$ 为 0.26~0.33); 中三叠统上部河口组为低级近变质带($K.I\Delta 2\theta^\circ$ 为 0.38~0.40),不排除局部为成岩带的可能。地层柱自下向上,伊利石结晶度 Kübler 指数由小变大,变质程度由高变低,而且变质作用级别与岩层在地层柱中的位置协调以及变质带边界与地层线趋于一致,证明其为三叠纪盆地伸展裂陷沉积过程中的区域埋藏极低级变质作用。

(2) 从地层柱下部到上部,新鲜岩石粘土矿物 2200 nm 附近吸收峰向短波方向变化、迁移: 罗楼群为 2220 nm, 百逢组为 2217~2213 nm, 河口组下段为 2214~2206 nm, 河口组上段为 2205~2197nm。这表明随变质温度的升高,矿物光谱吸收峰向长波方向变化、迁移。

(3) 风化岩石和黑色岩石不适于极低级变质带的航天、航空遥感技术划分。但是,根据新鲜岩石吸收光谱变化、迁移规律,结合典型剖面伊利石结晶度测量,可以用便携式野外光谱仪(如 PIMA)地质剖面,由新鲜岩石光谱划分区域地层单元和极低级变质带。

参 考 文 献

- 1 童庆禧,薛永祺,郑兰芬,等. 高光谱分辨率遥感信息机理与地物识别. 见: 陈述彭,童庆禧,郭华东,主编. 遥感信息机理研究. 北京: 科学出版社, 1998. 139~233
- 2 Cloutis E A. Hyperspectral geological remote sensing: evaluation of analytical techniques. *J Remote Sensing*, 1996, 17(12):

1) Swayze G A. The hydrothermal and structural history of the Cuprite mining district, Southwestern Nevada: an integrated geological and geophysical approach. Ph D dissertation. University of Colorado, Boulder, 1997. 341

2215~2242

- 3 Geotz F H, Vane G, Solomon T E, et al. Image spectrometry for earth remote sensing. *Science*, 1985, 228: 1147~1153
- 4 Kruse A, Hauff P L. Identification of illite polytype zoning in disseminated gold deposits using reflectance spectroscopy and X-ray diffraction: potential for mapping with imaging spectrometrys. In: *Proceedings IGARSS, Vancouver, Canada, 1989*. 965~968
- 5 Martínez-Alonoso S E, Goetz A F H, Atkinson W W, et al. Study of infrared spectra of clay minerals: from AB INITIO Quantum calculations to hyperspectral remote sensing. In: *Proceedings of the Thirteenth International Conference on Applied Geologic Remote Sensing, Vancouver, Canada, 1999*. 174~181
- 6 Patrick K K, Duke E F. Visible and near infrared spectra of contact metamorphosed calcareous rocks: implications for mapping metamorphic isograds by hyperspectral remote sensing methods. In: *Proceedings of the Thirteenth International Conference on Applied Geologic Remote Sensing, Vancouver, Canada, 1999*. 363~369
- 7 Longhi I, Sgavetti M, Chiari R, et al. Spectral analysis and classification of metamorphic rocks from laboratory reflectance spectra in the 0.4~2.5 μm interval: a tool for hyperspectral data interpretation. *J Remote Sensing*, 2001, 22(18): 3763~3782
- 8 毕先梅, 索书田, 莫宣学, 等. 极低级变质作用的研究现状. *地质前缘*, 1998, 5(4): 302~306
- 9 涂光炽. *低温地球化学*. 北京: 科学出版社, 1998. 1~10
- 10 索书田, 游振东, 周汉文. 极低级变质作用和极低级变质带综述. *地质科技情报*, 1995, 14(1): 1~8
- 11 索书田, 毕先梅, 赵文霞, 等. 右江盆地三叠纪岩层极低级变质作用及地球动力学意义. *地质科学*, 1998, 33(4): 395~405
- 12 索书田, 毕先梅, 周汉文. 极低级变质作用. 北京: 地质出版社, 1999. 9~19
- 13 Frey M. Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In: Frey M, ed. *Low Temperature Metamorphism*. Glasgow: Blackie and Son Ltd, 1987. 1~33
- 14 Frey M, Robinson D. *Low-Grade Metamorphism*. London: Blackwell Science, 1999. 29~31
- 15 Kich H J. Illite crystallinity: recommendation on sample preparation, X-ray diffraction settings and interlaboratory samples. *J Metamorphic Geol*, 1991, 9: 665~670
- 16 Hauff P L. Illite crystallinity: case histories using X-ray diffraction and reflectance spectroscopy to define ore host environments. In: *Proceedings of the Eighth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, Denver, USA, 1991*. 447~458
- 17 燕守勋, 田庆九, 吴蚬昭. 极低级变质作用及其研究方法. *现代地质*, 2002, 16(1): 37~44
- 18 Clark R N. Spectroscopy of rocks and minerals and principals of spectroscopy. In: Andrew N, ed. *Remote Sensing for the Earth Sciences: Manual of Remote Sensing*, 3rd ed. Vol. 3. New York: John Wiley & Sons Inc, 1999. 3~58
- 19 Hunt G R. Spectroscopic properties of rocks and minerals. In: Carmichael R C, ed. *Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals*. Boca Raton, Florid: CRC Press Inc, 1989. 599~669
- 20 童庆禧. *中国典型地物波谱及其特征分析*. 北京: 科学出版社, 1990
- 21 Duke E F. Near infrared spectra of muscovite, Tschermak substitution and metamorphic reaction progress: implication for remote sensing. *Geology*, 1994, 22(7): 621~624
- 22 曾允孚, 刘文均. 华南右江盆地沉积构造演化. 北京: 地质出版社, 1993. 1~15
- 23 曾允孚, 刘文均, 陈宏德, 等. 华南右江复合盆地的沉积构造演化. *地质学报*, 1995, 69(2): 113~124
- 24 广西壮族自治区地质矿产局. *广西壮族自治区区域地质志*. 北京: 地质出版社, 1985. 301~321
- 25 赵杏媛, 张有瑜. *粘土矿物与粘土矿物分析*. 北京: 海洋出版社, 1990. 5~9
- 26 Susan J G, Lucy A M, Douglas N, et al. Ultraviolet, visible and near-infrared reflectance spectroscopy: laboratory spectra of geological minerals. In: Carle M P, Peter A J, eds. *Remote Geochemical Analysis: Elemental and Mineralogical Composition*. Cambridge: Press Syndicate of the Cambridge University, 1993. 43~77
- 27 Tsuboi M. On the positions of the hydrogen atoms in the crystal structure of muscovite as revealed by the infrared absorption study. *Bulletin of the Chemical Society of Japan*, 1950, 3: 83~88
- 28 Sutherland G B B M. Infrared and X-ray analysis of crystal structure. *Nuovo Cimento Supplemento, II Serie*, 1955, 10: 635~641
- 29 Serratos J P, Bradley W F. Determination of the orientation of OH bond axes in layer silicates by infrared absorption. *Journal*

- of Physical Chemistry, 1958, 62: 1164~1167
- 30 Fripiat J J. Application of infrared spectroscopy to the study of clay minerals. Bulletin Groupe Francais Argiles, 1960, 12: 25~41
- 31 Vedder W, McDonald R S. Vibration of the OH ions in muscovite. Journal of Chemical Physics, 1963, 38: 1583~1590
- 32 Tuddenham W M, Lyon R J P. Infrared techniques in the identification and measurement of minerals. Analytical Chemistry, 1960, 3: 1630~1634
- 33 Štubičan V, Roy R. Isomorphous substitution and infrared spectra of the layer lattice silicates. American Mineralogist, 1961, 46: 32~51
- 34 Hunt G R, Salisbury J W. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: I. Silicate minerals. Modern Geology, 1970, 1: 283~300
- 35 Hunt G R, Salisbury J W, Lenhoff C J. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: VI. Additional silicate minerals. Modern Geology, 1973, 4: 85~106
- 36 Farmer V C. The layer silicates. In: Farmer V C, ed. The Infrared Spectra of Minerals. Mineralogical Society Monograph 4, London, 1974. 331~363
- 37 King T V V, Clark R N. Spectral characteristics of chlorites and Mg-serpentine using high-resolution reflectance spectroscopy. Journal of Geophysical Research, 1989, 94: 13997~14008
- 38 Clark R N, King T V V, Klejwa M, et al. High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. Journal of Geophysical Research, 1990, 95: 12653~12680
- 39 Post J L, Noble P N. The near-infrared combination band frequencies of dioctahedral smectites, micas and illites. Clays and Clay Minerals, 1993, 41(6): 639~644
- 40 Petit S, Madejová J, Decarreau A, et al. Characterization of octahedral substitution in kaolinites using near infrared spectroscopy. Clays and Clay Minerals, 1999, 47: 103~108
- 41 Yang K, Huntington J F, Boardman J W, et al. Mapping hydrothermal alteration in the Comstock mining district, Nevada, using simulated satellite-borne hyperspectral data. Australian Journal of Earth Sciences, 1999, 46: 915~922
- 42 Yang K, Browne P R L, Huntington J F, et al. Characterising the hydrothermal alteration of the Broadbands-Ohaaki geothermal system, New Zealand, using short-wave infrared spectroscopy. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2001, 106: 53~65
- 43 Martinez-Alonoso S E, Rustad J R, Goetz A F H. Ab initio quantum mechanical modeling of infrared vibrational frequencies of the OH group in dioctahedral phyllosilicates. Part II: main physical factors governing the OH vibrations. American Mineralogist, 2002, 87: 1224~1234
- 44 Bishop J, Murad E, Madejová J, et al. Visible, Mossbauer and infrared spectroscopy of dioctahedral smectites: structural analyses of the Fe-bearing smectites Sampor, SW_y-1 and SW_a-1. In: Proceedings of 11th International Clay Conference, Ottawa, Canada, 1999. 413~420
- 45 Besson G, Drits V A. Refined relationships between chemical composition of dioctahedral fine-grained mica minerals and their infrared spectra within the OH stretching region. Part I: Identification of the OH stretching bands. Clays and Clay Minerals, 1997, 45: 158~169
- 46 Essene E J, Peacor D R. Clay mineral thermometry—A critical perspective. Clays and Clay Minerals, 1995, 43: 540~543