

多宝山地区岩石反射波谱研究

王海平

张宗贵

(中国地质科学院矿床地质研究所, 北京 100037) (地矿部航空物探遥感中心, 北京 100083)

主题词 地面反射波谱 反射率 TM波段选择 波谱叠合 数据采集 倍频 合频 蚀变作用 多宝山

摘要 黑龙江多宝山地区岩石反射波谱研究表明,海西期岩浆岩反射率(ρ)最高,古生代地层次之,火山熔岩最小,岩浆岩中 ρ 值大则蚀变作用强, ρ 值变化大则蚀变类型多,0.70 μm 谱是岩浆岩蚀变作用显著与否的标志,岩石经热流体后期改造作用后产生强的1.40、1.90和2.20 μm 特征谱。火山熔岩 ρ 值与 SiO_2 含量呈正相关,其铜含量高、蚀变作用强则 ρ 值变化大, ρ 值在NIR区差异最大并形成三个优选窗口。古生代地层 ρ 值与碳含量、特征谱数呈负相关,Ca含量、 CO_3^{2-} 基团与特征谱数、强度呈正相关。据岩石波谱数据及其计算值,文章演绎出地面波谱叠合法并综合其他方法确定了区内TM图像处理的最佳波段组合。

多宝山地区位于大兴安岭地槽褶皱系东北段的三矿沟—裸河构造岩浆带中段。出露的下部地层为中奥陶世铜山组(O_2)厚约1200m,为一套中性、中酸性火山岩、火山沉积岩夹火山熔岩组合。中奥陶世多宝山组(O_2)整合覆于铜山组之上,总厚约4900m,为一套中性火山岩为主夹少量中酸性火山岩、火山沉积岩的海相火山岩系。往上还零星分布有上奥陶世裸河组(O_3)、上奥陶世爱辉组(O_3)、下志留世(S_1)和下泥盆世(D_1)地层。

区内的侵入岩主要为花岗闪长岩和花岗闪长斑岩、斜长花岗岩和更长花岗岩。与斑岩铜矿关系密切的花岗闪长岩、花岗闪长斑岩组成复式岩体,前者在地表呈近环形影像显示,同位素年龄为292Ma;后者呈北西向透镜体侵入花岗闪长岩中,同位素年龄为281.3Ma,二者均属海西中期产物。

1 岩石反射波谱数据采集

区内岩石波谱数据采集是用RS-II型和IRIS型波仪在野外条件下完成的。其反射波谱测量系比较测量法,数学表达式为:

$$\rho = \rho_{\text{标}} \cdot A_{\text{物}} / A_{\text{标}} \quad (1)$$

(1)式中: ρ 和 $\rho_{\text{标}}$ 分别为岩石和标准板的反射率, $A_{\text{物}}$ 和 $A_{\text{标}}$ 分别为岩石和标准板的波谱计数,(1)式应用的前提是被测物必须为朗伯体。由于野外实测时波谱仪探头距被测地物的距离远远大于地物的不均匀性^[1,2],则被测物体便可视作朗伯体。为保证波谱数据的可靠、准确,还用IRIS谱仪对实测数据作了稳定性检查以核实其精确性和可信度。

野外实测完成后用如下公式计算不同岩石在六个波段($\text{TM}_{1,2,3,4,5,7}$)的平均反射率 $\bar{\rho}$ 、平均反射率方差(δ^2)及标准离差(δ):

$$\bar{\rho} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n \rho_i \quad (2)$$

$$\sigma^2 = \frac{1}{n-1} \cdot \sum_{i=1}^n (\rho_i - \bar{\rho})^2 \quad (3)$$

$$\sigma = \sqrt{\sigma^2} \quad (4)$$

经以上三式计算整理后,区内岩石波谱测值及统计值列入表1,其波谱平均反射率示于图1、2中。

2 岩石反射波谱特征

2.1 岩浆岩反射波谱特征

区内岩浆岩反射波谱曲线示于图3。其中花岗闪长岩在VNIR区有二、三价铁离子分别

表 1 多宝山区岩石波谱反射率及其统计值

Table 1 Wave spectrum reflectivities of rocks in Duchao Shan area and their statistical values

测值地点	代号	主要岩性	TM ₁			TM			TM ₂			TM ₃			TM ₄			TM ₅			TM ₇			
			$\bar{\rho}$	σ^2	σ	$\bar{\rho}$	σ^2	σ	$\bar{\rho}$	σ^2	σ	$\bar{\rho}$	σ^2	σ	$\bar{\rho}$	σ^2	σ	$\bar{\rho}$	σ^2	σ	$\bar{\rho}$	σ^2	σ	
石灰窑	D ₁	大理岩、板岩	27	1.46	1.21	32	4.41	2.10	33.4	9.12	3.02	35	1.25	1.12	42	0.79	0.89	35	1.51	1.23				
	S ₁₄	砂岩、粉砂岩	25	0.94	0.97	30	5.34	2.31	30	1.30	1.14	32	0.94	0.97	35	0.85	0.92	34	1.30	1.14				
多宝山	O ₂₄₁	页岩、砂岩	18	1.82	1.35	20	3.20	1.79	21	8.01	2.83	22	10.69	0.83	27	5.12	1.10	24	6.13	1.37	1.17			
	O ₂₄₂	砂板岩	12	5.33	1.83	9.8	9.43	3.07	9.5	6.10	2.47	10	1.54	1.24	13	1.51	1.23	13	0.69	0.83				
	O ₂₄₃	英安岩、酸性熔岩	12	3.84	1.96	13	1.85	1.36	14	4.04	2.01	15	1.96	1.34	22	1.99	1.41	24	0.83	0.91				
	O ₂₄₄	中酸性凝灰岩、中酸性熔岩	10	4.04	2.01	9	3.76	1.94	19	3.57	1.89	20	3.20	1.79	31	0.94	0.97	32	0.96	0.98				
铜山	O ₂₄₁	中性火山角砾岩、熔岩、砂砾岩	17	1.93	1.39	15	2.47	1.59	12	16.81	4.30	12	4.04	0.69	19	0.87	0.93	26	2.37	1.54				
	O ₂₄₂	凝灰质砂岩、中性凝灰质角砾岩	18	2.96	1.72	20	3.46	1.86	21	2.25	1.35	31	0.83	0.91	32	1.15	1.07	27	0.76	0.87				
	O ₂₄₃	凝灰质砂岩、中酸性凝灰角砾岩	28	3.73	1.93	27	10.11	3.18	32	2.89	1.67	33	0.96	0.98	34	1.12	1.06	30	0.92	0.96				
多宝山三矿沟	Y ₆	更长花岗岩	19	1.28	1.13	30	0.96	0.98	34	1.35	1.16	35	0.96	0.98	48	0.99	1.00	40	0.85	0.92				
	Y ₀	斜长花岗岩	20	2.69	1.64	20	5.48	2.34	22	2.34	1.53	24	1.10	1.05	32	0.74	0.86	30	5.07	0.89				
多宝山	Y ₆	花岗闪长岩	21	5.34	2.31	23	6.81	2.61	24	5.76	2.34	26	1.25	1.12	25	5.08	0.90	34	0.77	0.88				
	Y _{6π}	花岗闪长斑岩	17	5.42	2.05	27	2.99	1.73	30	4.29	2.07	34	2.69	1.64	35	5.08	0.93	44	3.06	0.83				
小孤山	O ₂₄₃	英安岩	12	1.56	1.25	13	3.73	1.93	14	6.20	2.44	15	2.34	1.53	21	1.35	1.16	24	0.94	0.97				
	O ₂₄₁	安山岩	13	2.50	1.58	15	3.31	1.82	14	5.34	2.31	14	2.15	1.24	18	1.30	1.14	22	0.83	0.91				

在 0.45 和 0.70 μm 形成的特征谱。NIR 区出现 1.40、1.90、2.20 和 2.35 μm 四个特征谱，前二者分别是 OH 基团和水分子产生的倍频和合频谱，后二者则主要由水分子和造岩矿物所生成的合频谱，1.90 μm 出现左肩峰表明岩石内有大量 CO_3^{2-} 基团存在。花岗闪长岩反射波谱反映其蚀变作用强，蚀变作用阶段有大量水分子带入并使其 ρ 值下降。

花岗闪长斑岩反射波谱变化幅度大， ρ 值高。铁离子和铜离子分别在 0.45 和 0.90 μm 形成特征谱，NIR 区 1.00、1.43、1.90 和 2.24 μm 特征谱表明岩石内二价铁离子、水分子和羟基活动强烈，反映水分子多呈无序运动状态并以水合作用形式存在于造岩矿物中，同时显示出岩石的铜含量高、硅化和水热蚀变作用强。

更长花岗岩呈小岩株侵入花岗闪长斑岩并切穿斑岩铜矿体(3号矿岩)。其波谱 ρ 值高，VNIR 区有铁、铜离子分别在 0.45 和 0.90 μm 形成的强吸收谱，其曲线形态除表现出蓝移外，几乎与 $\gamma\delta\pi$ 完全一致。NIR 区有五个 (1.40、1.90、2.20、2.35 和 2.45 μm) 明显的

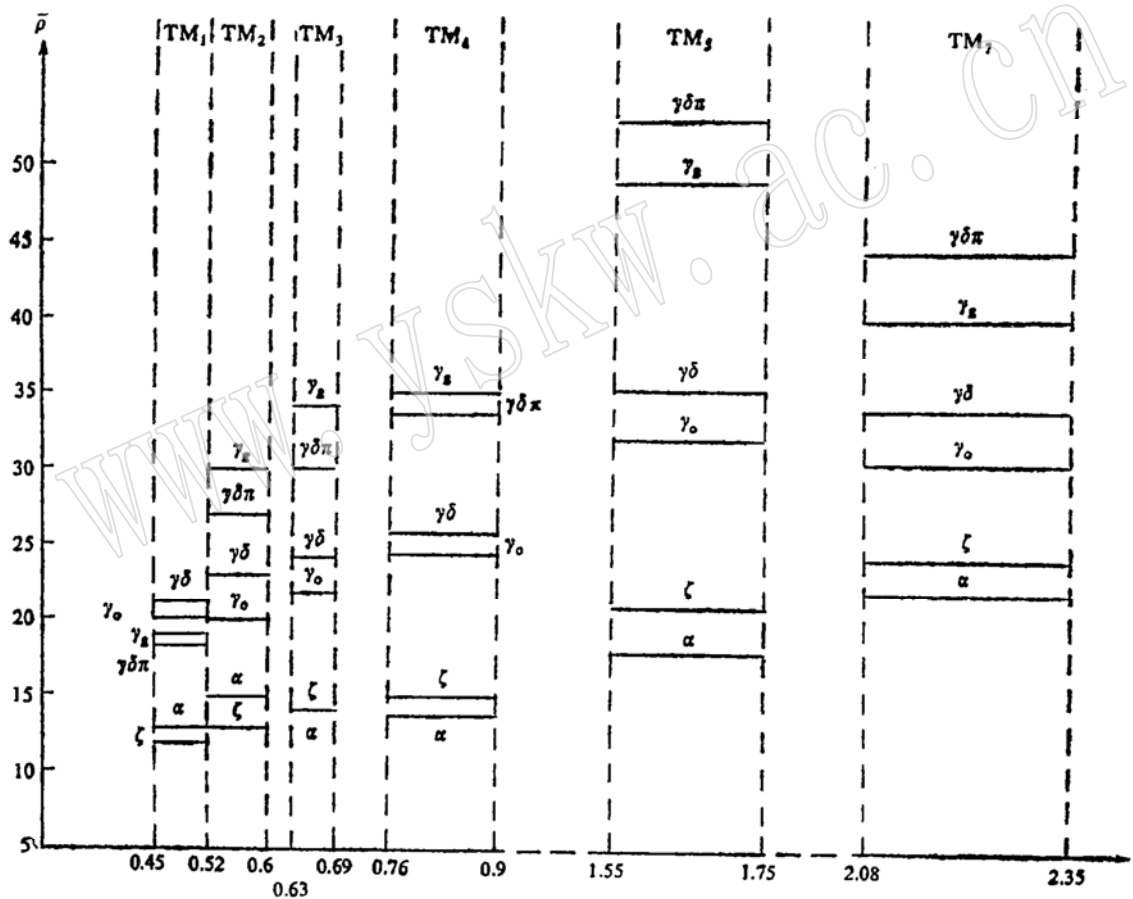


图1 多宝山岩浆岩和火山岩波谱平均反射率

Fig. 1 Average reflectivities of wave spectra of magmatic rock and volcanic rock in Duobaoshan

γ_a —更长花岗岩； γ_0 —斜长花岗岩； $\gamma\delta$ —花岗闪长岩； $\gamma\delta\pi$ —
花岗闪长斑岩； ζ —英安岩； α —安山岩

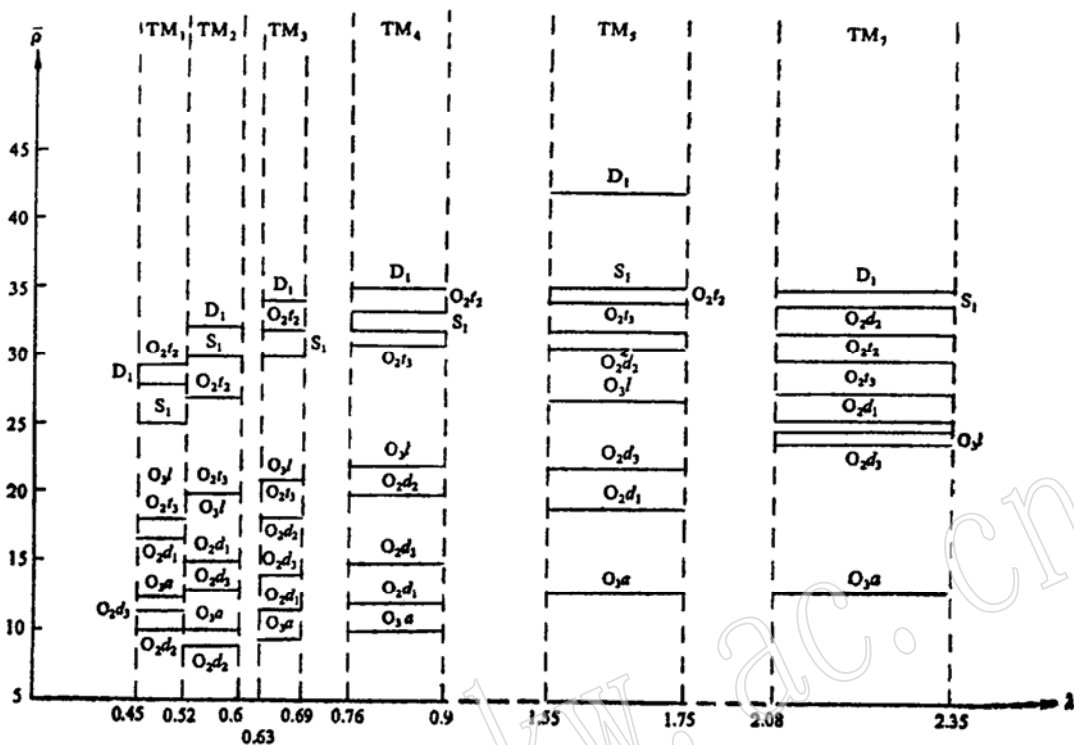


图2 多宝山古生代地层波谱平均反射率

Fig. 2 Average reflectivities of wave spectra
Paleozoic strata in DuobaoshanD₁—下泥盆统; S₁—下志留统; O₃—裸河组; O_{3a}—受辉组;O_{2d3}—多宝山组三段; O_{2d2}—多宝山组二段; O_{2d1}—多宝山组一段; O_{2f3}—
铜山组三段; O_{2f2}—铜山组二段

特征谱。其波谱特征表明岩石蚀变作用强、蚀变类型多,铜、铅含量高,很可能与花岗闪长斑岩同源并构成晚期铜矿化的另一成矿物质来源。

斜长花岗岩的反射波谱曲线平缓, VNIR 区主要为铁离子的吸收谱。NIR 区有四个特征谱,且谱幅小、对称性差、缺乏 2.17 和 2.45 μm 谱及侧肩峰。该岩石反射波谱特征表明:后期热流体对岩体改造作用微弱,岩石中碱金属一般未被氢交代,故岩石蚀变作用不强、波谱曲线上无明显的蚀变作用谱叠置。

2.2 火山熔岩反射波谱特征

区内火山熔岩主要为安山岩和英安岩,多呈脉状、似层状分布在多宝山组 (O_{2d}) 地层中。其岩石反射波谱 ρ 值小 (图 4), 曲线在 VNIR 区较平缓并有铁和铜离子的吸收谱,其中安山岩铜离子谱尤为明显。岩石的特征谱集中分布在 NIR 区, 1.40、1.90、2.20 和 2.30 μm 谱带宽且强度小, 1.90 μm 的左肩峰及 2.17 μm 弱谱是 CO₃²⁻ 基团的特征谱^[2]。火山熔岩的反射波谱特征表明:安山岩铜含量最高,岩石内水分子多呈吸附水形式作无序运动,岩石蚀变以钠长石化和碳酸盐化为主,火山熔岩波谱差异仅限于 0.80 μm 以上的 NIR 区并

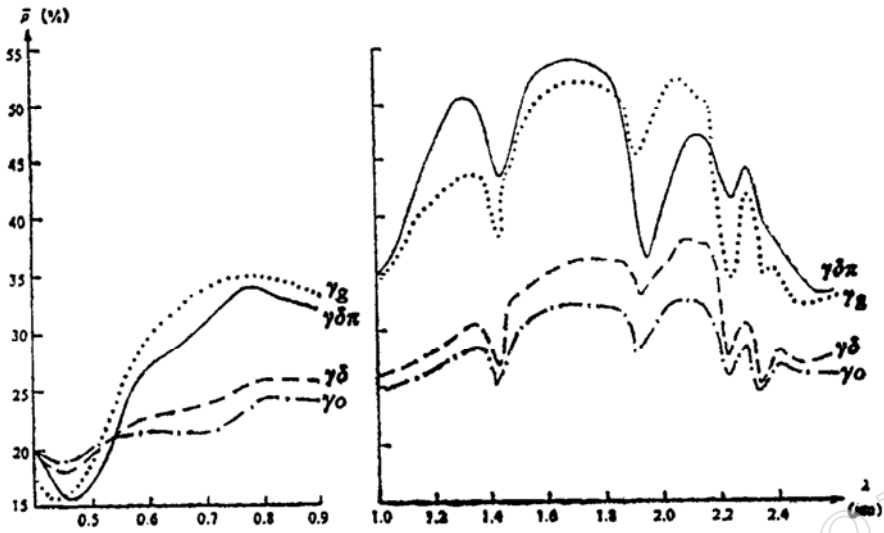


图3 多宝山岩浆岩反射波谱曲线

Fig. 3 Reflection spectrum curves of magmatic rock in Duobaoshan

γ_g —更长花岗岩; $\gamma_{\delta\pi}$ —花岗闪长斑岩; γ_{δ} —花岗闪长岩; γ_o —斜长花岗岩

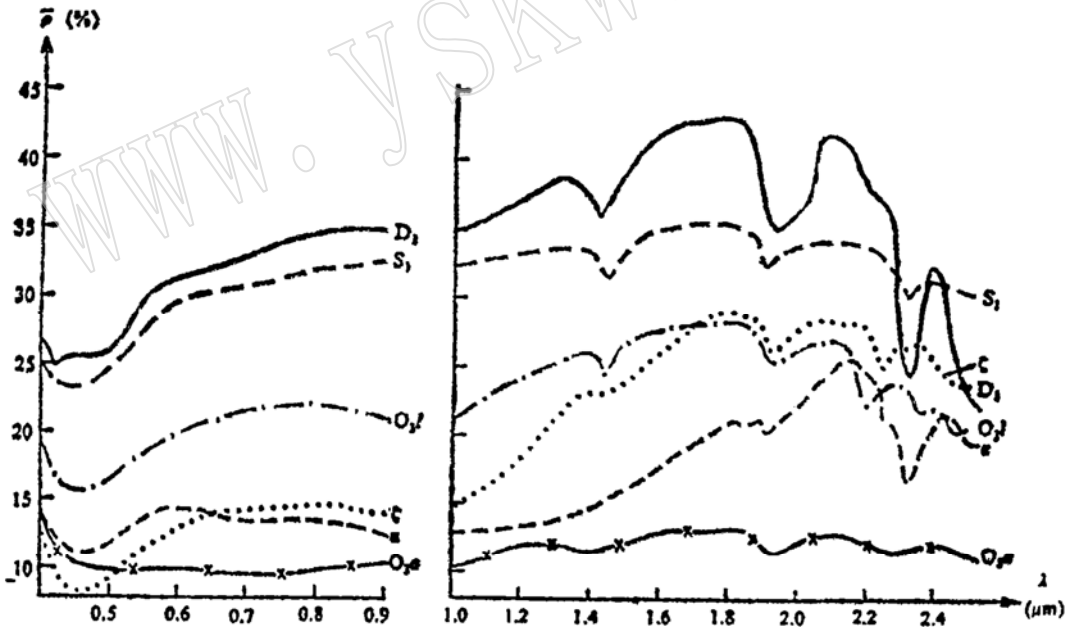


图4 多宝山火山岩和古生代地层反射波谱曲线

Fig. 4 Reflection spectrum curves of volcanic rock and Paleozoic strata in Duobaoshan

D_1 —下泥盆统; S_1 —下志留统; O_2 —受辉组; O_2 —裸河组; ζ —英安岩; α —安山岩

D_1 —下泥盆统; S_1 —下志留统; O_2 —受辉组; O_2 —裸河组; ζ —英安岩; α —安山岩

分别形成可区分铜含量、碳酸盐蚀变和钠长石蚀变的三个优选窗口^[3]。

2.3 古生代地层岩石反射波谱特征

铜山组为一套中性、中酸性火山岩、火山沉积岩夹火山熔岩组合,分为两个岩性段集中在铜山出露。其 ρ 值(图5)中等且变化幅度小, VNIR区出现0.45和10.90 μm 谱带,前者为二价铁谱带,后者则由三价铁和铜离子的合频谱生成^[4,2], NIR区特征谱系岩石裂隙内分子水形成,其对称性好、谱形尖锐、变化幅度小。其反射波谱特征表明:不同岩性段 ρ 值与其 SiO_2 、Cu含量(参见表2)成正比,岩石表面色调是制约其 ρ 值的重要因素,岩石蚀变作用普遍较弱、蚀变以粘土化为主。

多宝山组为一套中性火山岩为主夹中酸性火山岩、火山沉积岩的岩性组合,可分为三个岩性段。各岩性段皆在VNIR区有铁、铜的吸收带(图5),其中铜特征谱以第二岩性段最强,1.43和2.35 μm 谱带形态尖锐、对称性好,二、三岩性段缺乏2.00 μm 谱但出现尖锐的1.90 μm 谱,2.20 μm 谱幅普遍微弱且对称性差。该组地层的岩石波谱特征表明:铁、铜和镁元素波谱行为强、含量高,岩性段 ρ 值与其铜含量呈正比,波谱曲线特征谱越强岩性段的蚀变作用也就越强,造岩矿物吸附水和羟基团谱带上叠加的蚀变谱主要为绿泥石化、碳酸盐化和高岭土化的波谱行为。

多宝山地区其他地层分布零散、完整性不好。其中,爱辉组散布在小西沟、报捷等地(图4),为一套砂岩、砂板岩和含碳质泥岩组合, ρ 值低, VNIR区铁谱带不明显, NIR区三个特征谱的谱形差、幅度小,其反射波谱特征主要由岩石中碳质的屏蔽效应所致^[2,5]。

裸罗组地层零星布于小孤山等地,岩性主要为砂页岩、火山沉积岩夹火山岩。其 ρ 值高于爱辉组,波谱曲线较平滑,四个特征谱带的幅度小、对称性强、谱形尖锐并在0.75—0.85 μm 段出现反射高台。其波谱特征表明铜含量高,后期的蚀变作用不强。

下志留统仅在铜山和156道班一带出露,为一套砂岩、粉砂岩夹火山沉积岩组合。其 ρ 值

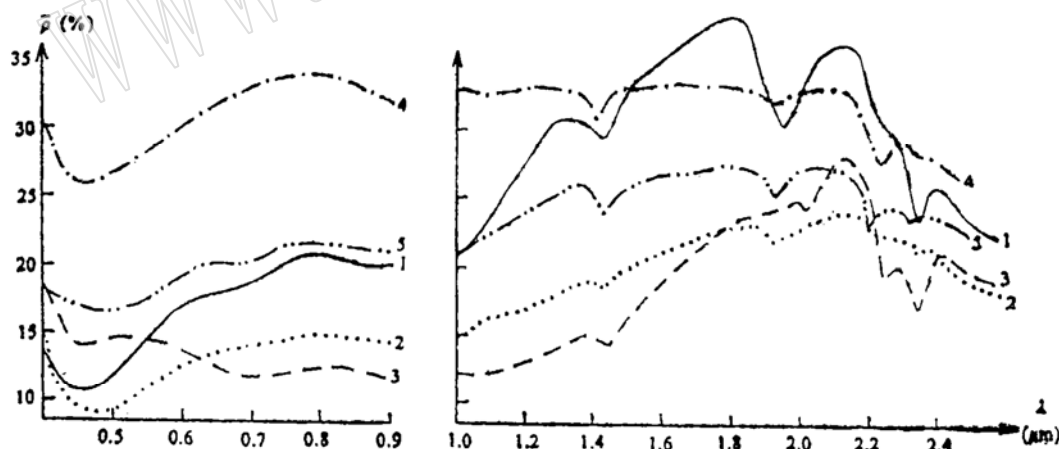


图5 多宝山中奥陶统反射波谱曲线

Fig. 5 Reflection spectrum curves of Middle Ordovician strata in Duobaoshan

1—多宝山组二段; 2—多宝山组三段; 3—多宝山组一段; 4—铜山组二段; 5—铜山组三段

表2 多宝山地区岩石化学成分

Chemical composition of rocks in Duobaoshan area

地层	样品数	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Cu(10 ⁻⁶)
S _{1b}	1	59.52	0.98	18.17	5.52	3.20	0.05	2.32	0.65	1.24	3.74	0.13	4.68	70
O ₂₁	3	58.30	1.02	15.58	4.28	3.83	0.12	1.28	4.26	3.11	3.54	0.34	11.88	100
O _{2a}	2	26.47	1.75	16.87	7.82	1.89	0.03	2.23	1.95	1.27	4.04	0.56	4.59	23.3
O _{2d3}	2	60.77	0.52	16.17	3.43	3.63	0.12	2.28	3.86	2.96	2.83	0.16	2.76	91
O _{2d2}	6	56.26	0.61	18.69	4.07	3.03	0.17	2.98	4.31	3.58	1.71	0.32	3.59	159.2
O _{2d1}	9	44.91	0.56	13.36	3.32	3.53	0.25	2.56	14.78	3.51	1.54	0.25	9.60	136.1
O ₂₁₃	5	66.18	0.47	15.06	4.94	1.33	0.05	1.18	2.08	0.98	3.93	0.15	3.34	34.2
O ₂₁₂	3	66.87	0.52	14.42	1.04	4.85	0.08	4.81	0.81	1.13	1.20	0.14		105
r _g	2	65.72	0.28	15.39	1.30	1.80	0.05	0.65	2.25	5.20	2.88	0.14	2.01	
r _δ	6	63.45	0.34	16.87	3.15	2.30	0.07	2.18	2.26	3.49	3.63	0.19	2.05	
r _{δπ}	6	70.92	0.13	14.03	0.47	1.86	0.06	0.61	2.07	4.23	2.92	0.07	3.59	
r _o	17	66.60	0.41	16.18	1.91	1.89	0.07	1.70	3.26	4.12	2.99	0.18	0.59	
ζ(英安岩)	13	70.16	0.37	14.29	1.67	1.81	0.06	0.65	1.34	3.58	4.32	0.13		
α(安山岩)	14	51.40	0.66	18.05	5.24	5.37	0.18	3.79	6.41	2.47	1.44	0.19		

资料来源: 赵玉明、卢秉刚, 1988年。

较高(32%), 二价铁在0.45 μ m形成特征谱。水分子在NIR区形成三个强度不大的振动谱, 表明岩石变质程度低, 其内的粘土矿物多已变质成绿泥石且很分散。

下泥盆统分布在石灰窑一带, 主要由结晶灰岩夹砂页岩组成。其波谱 ρ 值最大, VNIR区为33%, NIR区为43%, 最高可达45%。VNIR区0.42和0.45 μ m特征谱及0.55 μ m出现的K值拐点分别由二价锰、二价铁和三价铁离子形成, NIR区1.40、1.90和2.30 μ m吸收带则分别由H₂O、CO₃²⁻和二价镁离子生成并表现出明显的倍频和合频特点。

3 岩石波谱的应用意义

3.1 确定最佳图样处理波段

遥感平台的探测波段仍是国内外遥感界热衷的研究课题^[2,6]。然而岩石属性能否区分的关键——最佳图像波段选择研究尚不够(杨柏林, 1987)。目前, 最佳图像波段选择多用T检验及由Pat, S. C. (1982)推导的OIF系数法^[7], 该两方法在应用中效果皆不理想, 稳定性差且常出现多解性。

笔者在多宝山地区的研究中, 用岩石反射波谱及其计算值($\bar{\rho}$ 、 σ)作波谱叠合图(图6), 由图6可直观出TM_{4,5,7}的岩石波谱线短(σ 值小)、互相重叠少、岩石波谱差异大, 故TM_{4,5,7}是区分岩性的最佳图像处理波段。为对比, 将计算机算得的OIF系数列入表3。表中多宝山子区的TM_{4,5,7}的OIF最大(1.096), 小多宝山子区的TM_{3,4,7}的OIF最大(0.778),

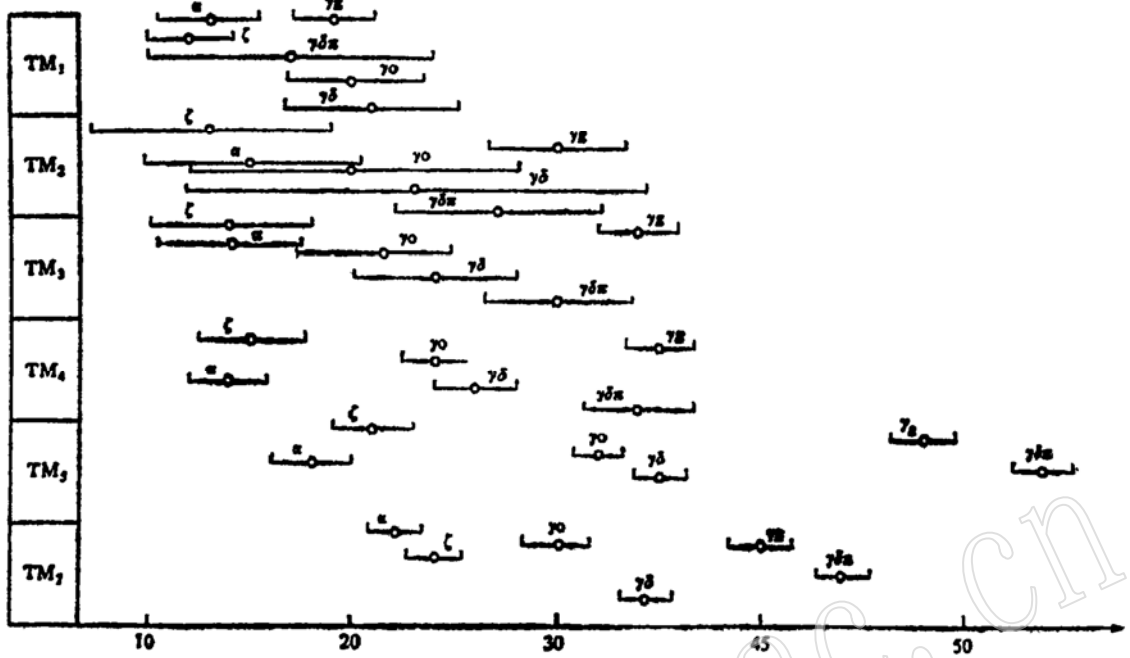


图6 多宝山岩浆岩波谱叠合图

Fig. 6 Wave spectrum stacking diagram of magmatic rock in Duobaoshan

ζ—英安岩; α—安山岩; γ₀—更长花岗岩; γ_δ—斜长花岗岩;
 γ_{δπ}—花岗闪长岩; γ_{δπ}—花岗闪长斑岩; ρ—平均反射率; TM—图像TM波段

这一结果表明，位于同景的两个子区出现了两个截然不同的最佳处理波段，即用OIF系数法出现了多解问题。二者相比不难看出用岩石波谱及其计算值确定最佳图像处理波段，精度高、效果好且简单易行。

3.2 比值波段的厘定

目前图像处理中所用的诸多比值方法⁽⁴⁾往往因缺乏地面波谱数据而受到应用限制。缺乏地物波谱的比值波段确定，常用最佳图像波段进行排列组合后对比或套用经验比值，这种确定方法往往缺少依据，占用机时量大且效果亦不理想。

用岩石波谱数据对多宝山地区岩石波谱计算（表4），很容易确定区内最优比值波段为TM_{4/7}、TM_{5/4}和TM_{5/7}。表中结果表明：TM_{4/7}和TM_{5/4}可增强赋矿岩石信息、降低原图像中高亮度地质体（如γ_{δπ}等）波谱信息，TM_{5/7}则可增强斑岩铜矿体及其蚀变岩产生的波谱信息。在图像处理系统上将这三种比值图像分别编码后合成的比值彩色图像与单波段的假彩色合成图像相比，其图像的铜矿体岩石亮度增大，而高亮度地体受到不同程度压抑，矿化蚀变带色调层次显著增多，图像增强效果明显优于单波段合成的假彩色图像。

此外，岩石波谱还可对成矿物质来源、矿源层进行研究，及对含矿岩体等进行快速评估⁽⁴⁾。

表 3 多宝山地区 TM 图像的 OIF 系数
Table 3 OIF coefficient of TM image in Duobaoshan area

子区 参 数 TM 波段组合	多宝山子区			小多宝山子区		
	$\sum_{i=1}^j S_i$	$\sum_{i=1}^j r_i $	OIF	$\sum_{i=1}^j S_i$	$\sum_{i=1}^j r_i $	OIF
123	1.010	1.960	0.515	0.821	2.813	0.288
124	1.363	1.510	0.902	1.183	2.02	0.585
125	1.268	1.451	0.905	0.832	2.07	0.403
134	1.550	1.770	0.876	1.358	2.056	0.661
135	1.455	1.470	0.987	1.005	1.623	0.619
137	1.322	1.598	0.827	1.075	2.135	0.504
145	1.808	1.769	1.020	1.379	2.034	0.678
147	1.675	1.553	1.073	1.448	1.874	0.773
157	1.580	1.560	1.012	1.096	2.053	0.534
234	1.411	2.076	0.679	1.438	2.236	0.643
235	1.316	1.990	0.661	1.086	1.890	0.575
237	1.183	2.270	0.521	1.155	2.236	0.517
245	1.669	1.720	0.970	1.459	1.913	0.763
247	1.536	1.548	0.988	1.528	2.612	0.584
257	1.441	1.654	0.871	1.176	1.878	0.626
345	1.853	2.280	0.813	1.633	2.183	0.748
347	1.723	2.015	0.855	1.702	2.189	0.778
354	1.856	2.490	0.745	1.350	1.978	0.683
457	1.981	1.806	1.096	1.723	2.035	0.683
127	1.135	1.656	0.685	0.901	2.272	0.397

注：OIF = $\frac{\sum_{i=1}^j S_i}{\sum_{i=1}^j |r_i|}$

表 4 多宝山岩石反射率比值(野外实测)

Table 4 Reflectivity ratios of rocks in Duobaoshan(field measured data)

矿区及地质体		TM _{4/7}	TM _{4/5}	TM _{5/7}	TM _{5/4}	TM _{7/4}	TM _{7/5}
多宝山矿床	Γδ ^P	0.747	0.765	0.971	1.308	1.346	1.030
	Γδ ^{P S}	0.477	0.513	0.929	1.948	2.096	1.076
	Γδ ^{M S}	0.561	0.810	0.807	1.235	1.783	1.239
	Γδ ^{K S}	0.680	0.708	0.840	1.412	1.471	1.190
	铜矿体	0.798	0.633	1.127	1.579	1.253	0.887
	Γδ ^π	0.767	0.583	1.212	1.714	1.304	0.825
铜山矿床	O ₂₄₂	0.642	0.570	1.101	1.753	1.558	0.908
	Γδ	0.484	0.554	0.848	1.806	2.066	1.179
	O ₂₄₂	0.593	0.809	1.107	1.236	1.686	0.903
	O ₂₄₁	0.627	0.844	0.742	1.185	1.595	1.292
	铜矿体	0.959	0.897	1.070	1.115	1.043	0.935
	O ₂₁₃	0.909	0.806	1.128	1.240	1.100	0.887
	O ₂₁₂	1.140	0.991	1.151	1.009	0.877	0.869
三矿沟矿床	Γ ₀	0.737	0.750	1.049	1.333	1.271	0.953
	H ₀	0.758	0.684	1.108	1.462	1.319	0.903
	铜矿体	0.644	0.550	1.171	1.818	1.553	0.854
	M ₀	1.044	0.842	1.238	1.187	0.958	0.808
小多宝山矿床	Γδ	0.761	0.737	1.032	1.357	1.314	0.969
	Γδ ^{K B}	0.708	0.850	0.833	1.176	1.412	1.200
	O ₂₄₁	0.517	0.536	0.966	1.867	1.934	1.035
	铜矿体	0.773	0.708	1.091	1.412	1.394	0.917
	O _{3a}	0.769	0.769	1	1.300	1.300	1

参 考 文 献

- 1 地质部情报所编. 遥感专辑, 1978, 第一辑, 91—144
- 2 Hunt G. R. and Salisbury J. W. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks, *Modern Geology*, 1971, (2), 283—300
- 3 童庆禧等. 多光谱遥感波段选择方法的研究. *宇航学报*, 1983, (2): 1—12
- 4 杨柏林等. 华东地区岩石和某些铁矿床岩矿波谱特征初步研究. *地化所年报*, 1983, (82—83): 200—202
- 5 Salisbury J. W. Meteorite spectra and weathering, *Journal of Geophysical Research*, 1974, (79): 4439—4441
- 6 Goetz A. F. and Rock B. N. 资源遥感探测综述. *地质地球化学*, 198, (11): 1—7
- 7 庄培仁等. 多时相卫星图像地质信息处理方法. *遥感信息*, 1987, (2).
- 8 王海平等. 图像处理中的比值解析及其应用效果. *地质论评*, 1992, (1): 82—87.

A Study Reflective Spectrum Features of Rocks from Duobaoshan Area

Wang HaiPing

(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy
of Geological Sciences, Beijing 100037)

Zhang Zonggui

(Center of Aerogeophysical Prospecting and Remote Sensing,
Ministry of Geology and Mineral Resources, Beijing 100083)

Key words: ground reflective spectrum, reflectivity, TM band selection, stacking spectrum, data collection, double frequency, composite frequency, alteration, Duobaoshan, Tongshan Sankuanggou

Abstract

Different rocks in Duobaoshan area have their respective characteristic spectra, which are very helpful to the explanation of remote sensing data and the search for copper deposits by remote sensing technology. Reflective spectrum characteristics of rocks in the area were studied with the field spectrometer RS-II (or IRIS). The paper points out that the reflectivity (ρ) of rocks in Duobaoshan area decreases in order of Hercynian magmatic rocks, Paleozoic strata, and Hercynian volcanic rocks. The analysis of the reflective spectrum characteristics shows that the reflectivity of Hercynian magmatic rocks is related to their alteration and Cu content. The magmatite alteration related to the ore-forming process of the Duobaoshan copper deposit is noted for the characteristic spectrum of 0.70 μm band. The paulopost alteration caused by thermal fluid in magmatic rocks has distinct spectra at 1.4 μm , 1.9 μm and 2.2 μm respectively. The reflectivity of volcanic rocks is directly proportional to their SiO_2 and Cu content. The paper holds that 0.76-0.9 μm , 1.55-1.95 μm and 2.08-2.35 μm are better bands in search for volcanic rocks. The reflectivity of paleozoic strata in the area is inversely proportional to C content and number of characteristic spectra. The Ca content and CO_3^{2-} radicals are directly proportional to number and intensity of characteristic spectra.

The authors have discussed the application of reflective spectra of rocks in Duobaoshan, and point out that the study of reflective spectrum features of rocks can be used to select the best band and the best ratio band for processing Landsat image. The present paper has indicated that the stacking of ground spectra is one of the best methods to define the band for processing TM image.