

湘东北中生代望湘花岗岩体岩石地球化学特征 及其构造环境

贾大成^{1,2)} 胡瑞忠¹⁾ 赵军红¹⁾ 谢桂青¹⁾

1) 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放研究实验室, 贵阳, 550002

2) 吉林大学地球探测与信息技术学院, 长春, 130026

内容提要 华南中生代构造由早期的挤压转为晚期的拉张, 确定这种构造转折时期对认识华南大地构造演化具有重要意义。花岗岩的多期次侵入往往是不同构造环境的产物, 不同构造环境花岗岩表现出岩石地球化学组成上的差别。本文对湘东北望湘花岗岩体不同期次岩石地球化学研究后, 认为257~165 Ma, 151~144 Ma, 135~128 Ma 3个侵入期的花岗质岩石分别在 TiO₂, K/Rb, Rb/Sr, ΣREE, δEu 及微量元素组成上存在较大的差异, 反映为不同的产出构造环境, 分别代表印支期的挤压构造环境、燕山早期的剪切—走滑环境和燕山晚期的伸展—滑脱环境。J₃-K₁(140 Ma±)是挤压—剪切与伸展—拉张构造环境的转折期, 前者表现为岩石圈增厚, 后者表现为岩石圈减薄, 湘东南大规模金属及铀矿的形成多与岩石圈减薄期花岗质小岩体有成因联系。

关键词 构造环境 构造转型期 岩石地球化学 望湘花岗岩体

近年来, 陆续报道了华南存在燕山期拉张环境下的岩浆活动, 如 A 型或 A-I 型共生花岗岩、双峰式钾质火山岩以及基性脉岩等(陶魁元, 1992; 李献华, 1999; 王岳军等, 2001), 从而改变了过去对华南燕山期安第斯型活动大陆边缘的认识。湘东北地区与湘东南地区构成统一的华南陆内北东向构造岩浆活动带, 亦被认为存在于陆内拉张构造环境(饶家荣等, 1993; 赵振华等, 1998), 一些大型有色金属、铀、稀有、稀土矿床都与这一构造岩浆活动带, 尤其是与陆内拉张(裂谷)构造环境有密切的成因联系(庄锦良等, 1988; 涂光炽, 1994; 於崇文, 1994; 毛景文等, 1995)。然而对该陆内构造岩浆活动带的演化历程, 尤其是何时由挤压构造环境转变为拉张构造环境缺少充分的论证。大规模的花岗岩侵入是一定构造运动的产物, 构造环境的不同往往造成花岗质岩石在岩石化学和微量元素组成上的差异, 因此, 根据不同侵入时期花岗岩的地球化学特征以及所代表的成岩构造环境标志, 可以判别成岩时的构造环境。本文以湘东北中生代构造岩浆活动带内望湘复式花岗岩体

为例, 分析不同侵入期花岗质岩石在化学组成上的差异来反映其不同的成岩构造环境, 进而阐述湘东北构造环境的演化和由挤压、岩石圈增厚到拉张、岩石圈减薄这一重要的构造转型期。

1 花岗岩体产出地质背景

湘东北望湘花岗岩体位于长沙市北部 30 km 处, 属于华南陆块内部湘东南北东向中生代构造岩浆活动带的北端, 其北东延长方向进入赣西北。崇阳—新宁大型走滑剪切断裂带构成岩体的北西部边界, 也是湘东南中生代构造岩浆活动带的北西部边界断裂, 岩体产于该走滑断裂带的上盘。望湘岩体为多期侵入的复式岩体, 主要由3个岩浆侵入期构成, 印支期以飘峰岩石序列侵入岩为主, 位于望湘复式岩体的北部, 包括关山, 石坑和东毛坡等岩体, 岩石类型为花岗闪长岩, 岩体中锆石 U-Pb 年龄为257~165 Ma^①; 燕山早期以铜盆寺岩石序列为主, 构成望湘复式岩体的主体, 岩石类型为二云母二长花岗岩, 云母单矿物 K-Ar 年龄为151~144 Ma^①; 燕山晚期

注: 本文为国家杰出青年基金项目(编号 49925309)、中国科学院知识创新工程项目(编号 KZCX2-102)、中国科学院矿床地球化学开放研究实验室基金项目(2000)联合资助的成果。

① 湖南省区调所. 1993. 新市镇, 樟树港, 铜盆寺, 金井幅1:5万区域地质调查报告. 31~57.

收稿日期: 2001-05-28; 改回日期: 2002-01-10; 责任编辑: 刘淑春。

作者简介: 贾大成, 男, 1958年生。1997年于长春地质学院获硕士学位, 2000年于长春地质学院获博士学位。现为吉林大学地球探测与信息技术学院副教授、中国科学院地球化学研究所博士后, 从事岩石地球化学和矿床地球化学研究工作。通讯地址: 550002, 贵阳市观水路73号, 中国科学院地球化学研究所矿床室; Email: jiadacheng@263.net。

以影珠山岩石序列为主,呈近南北向小岩株侵入其他岩石序列,岩石类型为钾长花岗岩,德国汉诺威大学对该期岩体不同粒径云母进行 K-Ar 年龄测定,其年龄值均在 135~128 Ma 之间^①,全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 137 Ma^①,不同侵入期岩体均为侵入接触关系。大量同位素年龄值和不同岩石类型表明区内存在 3 次构造岩浆活动和不同的构造环境。

2 岩石化学特征

望湘复式岩体的印支期(257~165 Ma)花岗闪长岩,燕山早期(151~144 Ma)二长花岗岩和燕山晚期(135~128 Ma)钾长花岗岩在岩石化学成分上表现出明显差异。SiO₂ 含量在印支期岩体中为 66.44%~67.88%,而燕山期岩体中均>70%,反映在矿物成分上,石英和钾长石含量增加;TiO₂ 和 P₂O₅ 在印支期岩体中的含量较高,分别为 0.45%~0.63%和 0.14%~0.31%,燕山早期岩体中的含量分别降至 0.19%~0.46%和 0.14%~0.17%,而燕山晚期岩体中完全以低 TiO₂、P₂O₅ 为特征,分别为 0.01%~0.08%和 0.01%~0.05%,表现为数量级上的差别,反映为高 SiO₂,低 TiO₂、P₂O₅ 型花岗岩;FeO、Fe₂O₃、MgO、CaO 含量呈阶段式下降,而 K₂O、Na₂O 则有所增高(表 1),反映不同阶段在成岩环境上的差别。在 lg[CaO/(K₂O+Na₂O)]-SiO₂ 图中(图 1),印支期花岗闪长岩表现为挤压构造环境;燕山早期二长花岗岩投在挤压型范围内,但向伸展型过渡;燕山晚期钾长花岗岩则全部反映为伸展型构造环境。

3 微量元素特征

3.1 稀土元素

不同时期侵入岩在稀土元素组成上存在较大的差异。印支期侵入岩 ΣREE 较高,负铕异常很弱,δEu 为 0.74~0.85,这种轻稀土富集,无铕异常现象被认为是壳幔混源型岩浆的特点(涂光炽等,1984;吴利仁,1985);燕山早期侵入岩具有中等的 ΣREE 和负铕异常,δEu 为 0.5~0.66,但 LREE 分异更明显,(La/Yb)_N 平均为 38.7;燕山晚期侵入岩 ΣREE 很低,表现出较大的负铕异常,δEu 为 0.19~0.32,轻、重稀土分异不明显,(La/Yb)_N 平均为 2.88,近似平坦型(表 1),这种轻稀土不富集、负铕异常大的现象可能是陆壳改造型岩浆源的特点。在稀土元素配分模式图上,不同侵入期的岩石,尤其是印支期、燕山早期与燕山晚期侵入岩之间,表现出两组不同的

配分模式(图 2),反映 3 个侵入时期岩石在岩浆源区和成岩环境上存在较大的差异。

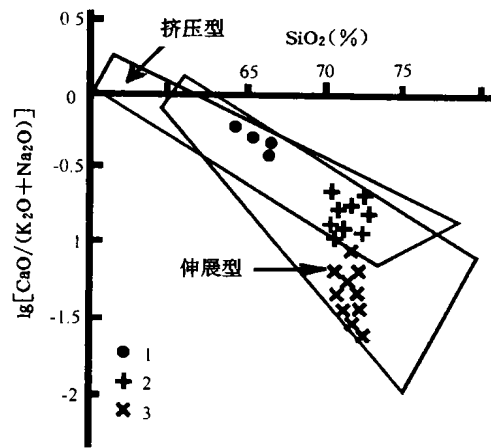


图 1 望湘岩体 lg[CaO/(K₂O+Na₂O)]-SiO₂ 图解
(据 Brown, 1982)

Fig. 1 lg[CaO/(K₂O+Na₂O)]-SiO₂ diagram of granitic rocks in Wangxiang area (after Brown, 1982)

1—印支期花岗岩;2—燕山早期花岗岩;3—燕山期晚花岗岩
1—Indo-Chinese epoch granite;2—early Yanshanian granite;3—late Yanshanian granite

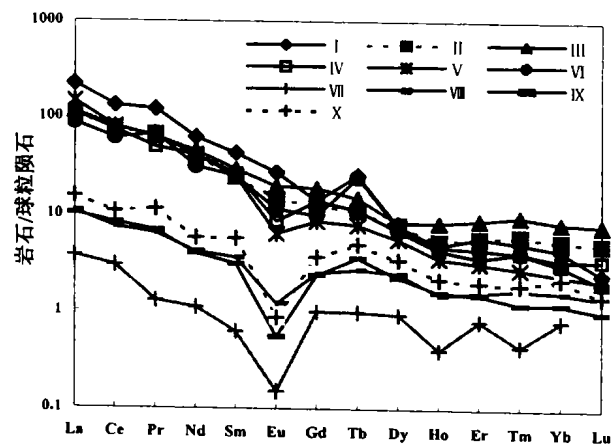


图 2 望湘岩体不同期次岩石稀土配分图

Fig. 2 The REE distribution patterns of granitic rocks in Wangxiang area

样品编号同表 1

The sample numbers in the figure same as the table 1

3.2 微量元素

不相容元素 K、Rb、Sr 是反映岩石源区性质的

① 湖南省区调所. 1993. 新市镇,樟树港,铜盆寺,金井幅 1:5 万区域地质调查报告. 31~57.

表1 湘东北中生代望湘花岗岩体主要元素(%)、微量元素($\times 10^{-6}$)含量表Table 1 Contents of major(%) and trace ($\times 10^{-6}$) element analyses from granites in Wangxiang area

元素	印支期			燕山早期			燕山晚期			
	I (2)	II	III	IV (2)	V (5)	VI (2)	VII (2)	VIII (2)	IX (2)	X (4)
SiO ₂	66.44	64.71	67.58	72.91	72.72	70.51	73.14	72.62	73.52	72.66
TiO ₂	0.625	0.58	0.45	0.21	0.19	0.46	0.01	0.02	0.06	0.08
Al ₂ O ₃	15.54	16.29	15.88	14.78	14.8	14.7	15.02	14.77	15.16	15.12
Fe ₂ O ₃	1.17	1.24	1.96	0.15	0.36	0.19	0.23	0.27	0.16	0.24
FeO	3.32	3.23	1.86	1.47	1.32	2.51	0.78	0.84	0.86	1.41
MnO	0.11	0.07	0.05	0.03	0.06	0.04	0.18	0.05	0.07	0.08
MgO	1.67	4.03	1.14	0.41	0.40	0.84	0.05	0.14	0.09	0.33
CaO	3.29	4.03	2.18	1.26	1.46	2.09	0.26	0.52	0.20	0.87
Na ₂ O	2.92	2.64	1.94	3.21	3.17	3.24	4.08	4.16	3.19	3.48
K ₂ O	3.61	3.08	2.68	4.94	4.45	4.13	4.0	3.80	4.46	4.03
P ₂ O ₅	0.31	0.22	0.14	0.14	0.17	0.14	0.02	0.05	0.01	0.03
LOS	0.63	0.51	2.96	0.55	0.48	0.20	0.29	1.08	1.52	1.05
Σ	99.51	98.08	98.82	100.28	99.56	99.05	99.14	99.32	99.36	99.65
A/NCK	1.26	1.11	1.63	1.17	1.24	1.1	1.67	1.25	1.45	1.40
δ	1.92	1.51	0.87	2.22	1.92	1.97	1.7	2.07	1.92	1.78
K/Rb	193.9	204.0	198.5	173.6	145.1	161.2	38.7	50.4	59.7	57.9
Rb/Sr	0.41	0.31	0.25	2.2	2.10	1.10	12.4	55.2	9.34	22.22
La	75.88	36.66	39.44	38.3	39.3	36.67	1.279	3.70	3.496	5.287
Ce	122.1	70.62	73.21	68.24	72.9	63.50	2.687	6.82	7.652	9.769
Pr	14.90	8.04	7.77	7.42	7.87	8.28	0.157	0.78	0.828	1.407
Nd	40.30	25.8	29.52s	26.53	26.76	22.29	0.686	2.70	2.572	3.687
Sm	7.24	4.82	5.79	5.23	4.87	4.92	0.121	0.71	0.612	1.121
Eu	1.295	1.08	1.30	0.71	0.57	0.85	0.011	0.088	0.064	0.086
Gd	3.644	3.35	4.50	3.66	3.21	3.21	0.26	0.650	0.625	0.954
Tb	1.25	0.52	0.70	0.53	0.43	1.19	0.046	0.128	0.213	0.417
Dy	2.35	2.36	3.53	2.10	1.72	2.27	0.279	0.760	0.680	1.046
Ho	0.39	0.43	0.67	0.35	0.29	0.38	0.031	0.118	0.131	0.210
Er	1.05	1.17	1.79	0.84	0.64	0.88	0.157	0.320	0.307	0.481
Tm	0.17	0.19	0.31	0.13	0.09	0.13	0.014	0.054	0.039	0.057
Yb	0.97	1.20	1.85	0.74	0.53	0.68	0.176	0.350	0.264	0.474
Lu	0.084	0.17	0.27	0.10	0.07	0.07	—	0.049	0.043	0.044
Y	9.449	10.03	17.72	8.77	7.17	10.24	1.575	3.81	2.047	6.142
ΣREE	218.96	166.45	188.37	163.64	166.43	155.57	7.479	21.04	19.57	31.182
δEu	0.78	0.85	0.79	0.50	0.44	0.66	0.19	0.13	0.32	0.26
Nb	7.8	12.0	8.1	8.8	14.54	16.79	29.53	28.5	22.53	24.17
Ta	20.5	24.5	22.5	24.8	30.78	24.06	33.9	36.5	27.27	26.07
Rb	186.2S	151.0	135	284.5	306.6	256.33	1034	754	747.33	696
Sr	454.2	491.0	537	129	147.5	224.08	83.25	13.67	80.0	31.33

注:括号内为样品数; I—花岗闪长岩(关山,石坑岩体); II—花岗闪长岩(东毛坡岩体); III—花岗闪长岩(麻石岩体); IV—二云母二长花岗岩(金井岩体); V—二云母二长花岗岩(大石坡岩体); VI—二云母二长花岗岩(石板吴岩体); VII—钾长花岗岩(万寿宫岩体); VIII—钾长花岗岩(四方岭岩体); IX—钾长花岗岩(元冲岩体); X—钾长花岗岩(桃花洞,莲花塘岩体); I, IV, X为本次分析,由中国科学院地球化学研究所分析实验室完成; II, III, V, VI, VII, VIII, IX为新市镇,樟树港,铜盆寺,金井幅1:5万区调查报告数据,由湖南省岩矿测试中心完成。

指示元素,望湘岩体中印支期岩体的 K/Rb 值高,而燕山期岩体该值最低;Rb/Sr 值在印支期岩体中最低,而燕山晚期岩体中最高,燕山早期岩体中该值介于两者之间,表明印支期岩体以富 Sr、贫 Rb 为特征,而燕山晚期岩体则以富 Rb、贫 Sr 为特征(表1)。高场强元素 Nb、Ta 含量在印支期侵入岩体中含量低,而燕山晚期岩体中的 Nb、Ta 含量明显增高(表1)。

为避免岩石化学等由蚀变而造成判别成岩构造环境上的偏差,选择一些在蚀变过程中不活泼的元素(Nb、Y、Ce、Rb、Yb、Ta等)来做进一步的判别,在 Yb+Ta-Rb 图中,不同时期岩体均投在板内花岗岩范围内,但从印支期到燕山晚期 Rb、Yb+Ta 含量不断增加(图3)。在进一步判别板内花岗岩构造环境的 Nb-Y-Ce 图中,印支期侵入岩位于后造山的 A₂ 型花岗岩区内,燕山晚期侵入岩则投在陆内非造山

的 A₁ 型花岗岩区内, A₁ 型花岗岩大多被认为是与热点或地幔柱活动有关的侵入体(Eby, 1992), 而燕山早期侵入岩则介于 A₁ 与 A₂ 型花岗岩之间, 但更靠近印支期侵入岩, 与燕山晚期形成明显不同的两个区(图4), 反映在燕山早期与燕山晚期存在较大的构造环境差异, 140 Ma± 应为构造转型期。

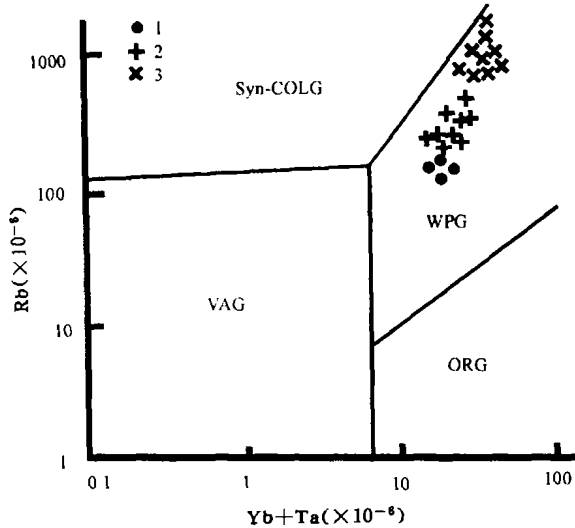


图 3 望湘岩体 Yb+Ta-Rb 图解(据 Pearce 等, 1984)
Fig. 3 Yb+Ta-Rb diagram of granitic rocks in Wangxiang area (after Pearce et al., 1984)
Syn-COLG—同碰撞花岗岩; WPG—板内花岗岩; VAG—弧花岗岩; ORG—洋中脊花岗岩; 图例同图1
Syn-COLG—Syn-collision granite; WPG—within-plate granite; VAG—volcanic arc granite; ORG—ocean-ridge granite;
The symbols are same as Fig. 1

4 构造环境讨论

随着晚古生代扬子和华夏两个古板块的碰撞会聚, 使所形成的华南陆块主体进入陆内演化阶段(黄汲清等, 1977; 任纪舜等, 1990)。在中生代早期形成一系列北东向的构造岩浆活动带, 对此曾有过是与太平洋板块俯冲相关的活动陆缘, 还是陆内拉张; 是单阶段挤压还是多阶段不同环境演化等不同观点(邓起东, 1996; 李思田等, 1997; 郭福祥, 1998)。通过上述研究认为华南中生代陆内具有多阶段不同构造环境演化的特点, 在湘赣桂地区普遍存在中、上三叠统与下侏罗统之间的角度不整合, 代表印支期构造运动的存在, 印支期以陆内俯冲为主, 使湘东南 T₂—D₂ 地层在一系列 A 型俯冲面之上推覆挤压, 形成“侏罗山式”褶皱, 并伴有一系列由东向西的叠瓦式冲断层构成的“薄皮构造”(庄锦良等, 1988)。由于

沿 A 型俯冲带上升的地幔物质引起地壳重熔, 形成印支期的壳幔混合型花岗闪长质岩石, 这与区内印支期花岗岩体多沿较大的陆内逆冲构造带分布和岩石地球化学所反映的构造环境相一致。

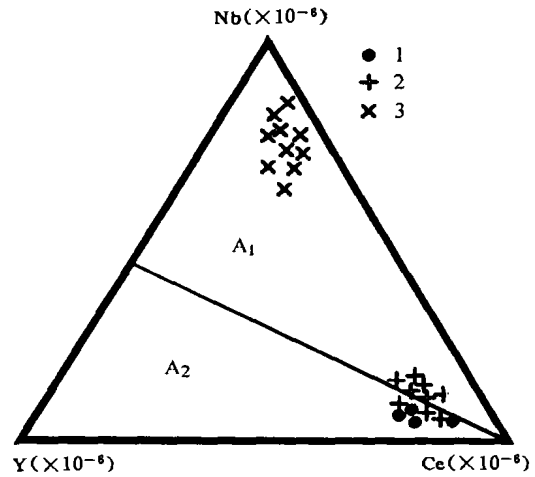


图 4 望湘岩体 Nb-Y-Ce 图解(据 Pearce 等, 1984)
Fig. 4 Nb-Y-Ce diagram of granitic rocks in Wangxiang area (after Pearce et al., 1984)
A₁—陆内非造山型花岗岩; A₂—后造山型花岗岩; 图例同图1
A₁—Anorogenic granite; A₂—postorogenic granite;
The symbols are same as Fig. 1

燕山早期构造环境发生变化, 主要表现为继承陆内逆冲断裂带而产生大型左行走滑剪切, 台湾—黑水地学断面研究成果表明, 在湖南东部地壳 20 km 左右深度存在一厚度约为 4~5.2 km 的低速层(袁学诚等, 1990), 该低速层与断面中普遍发生且产状近于水平的韧性剪切带相当(饶家荣等, 1993), 沿下地壳低速层形成区域性的剪切走滑层, 将印支期岩体剪切错移(如崇阳—新宁剪切断裂将沅山印支期岩体剪切左行位移), 同时形成剪切拉分盆地。因剪切摩擦而促使剪切带上部陆壳岩石脱水部分熔融形成燕山早期二长花岗岩。

燕山晚期构造环境发生重大转变, 沿走滑剪切带发生伸展—拉张, 伸展方向从北西向南东, 在湘东南形成 K₁—E 时期的盆山构造体系, 区域上 J₃ 与 K₁ 之间的角度不整合代表构造转折期。湘赣桂区域大规模拉张盆地的底部沉积岩系时代以早白垩世为主(湖南省地质矿产局, 1988)。与盆地拉张沉降的同时, 形成湘东南冠市街、春江铺、应家山等白垩纪玄武岩喷发(赵振华等, 1998)和湘东南燕山晚期具有 A 型花岗岩特征的高钾钙碱性花岗质小岩体的侵入

(王岳军等, 2001), 显示地幔物质上升和岩石圈减薄, 地幔物质上涌促使岩浆房位置相应提升, 形成区内相对浅源的陆壳重熔型燕山晚期钾长花岗岩侵入。前述望湘复式岩体中燕山晚期岩体在岩石地球化学组成、形成时代及所反映的构造环境等方面均与该期的陆内拉张环境相一致。

5 结论

湘东北望湘复式岩体由 257~165 Ma、151~144 Ma 和 135~128 Ma 3 个侵入期次花岗质岩石组成, 不同时期岩体在岩石类型, 岩石化学及微量元素等方面存在较大差异, 分别反映在同一区域断裂带控制下所具有的挤压、走滑剪切和拉张等不同成岩构造环境。

通过望湘复式岩体三期侵入岩地球化学组成所反映的不同成岩构造环境以及与区域构造上的一致性, 可以认为湘东北, 以至华南陆块内部中生代的构造环境复杂多样, 且多阶段演化, 并非简单的挤压或拉张, 初步可以总结为印支期的陆内俯冲和“侏罗山式”挤压, 燕山早期的左行走滑剪切和燕山晚期的伸展—拉张 3 个主要构造阶段和构造环境。燕山早期及其以前的挤压—剪切, 使地壳缩短和岩石圈加厚, 地幔物质沿 A 型俯冲断裂带上升形成印支期壳幔混合花岗岩侵入, 岩石形成深度较大(约 20 km 土); 大型走滑剪切使滑脱面上陆壳物质重熔, 形成燕山早期改造型为主的花岗岩侵入; 而燕山晚期开始以伸展、拉张作用为主, 岩石圈拉张—减薄, 深部地幔物质上涌, 使壳幔混合岩浆源深度上升(<20 km) 形成浅源壳幔混合改造型钾长花岗岩。陆壳从挤压、增厚到拉张、减薄的转折时期应为 J_3 — K_1 , 即 140 Ma 土, 其标志是陆内具有 A 型特征花岗岩的侵入、玄武质岩浆的喷发、大量基性岩脉的贯入和 K_1 —E 拉张盆地的形成以及“热点式”构造组合的出现。

参 考 文 献

- 邓起东. 1996. 中国活动构造研究. 地质论评, 42(4): 295~299.
- 郭福祥. 1998. 中国南方中生代大地构造属性和南华造山褶皱过程. 地质学报, 72(1): 22~32.
- 黄汲清, 任纪舜, 姜春发, 等. 1977. 中国大地构造基本轮廓. 地质学报, 51(2): 117~135.
- 湖南省地质矿产局. 1988. 湖南省区域地质志. 北京: 地质出版社. 483~498.
- 李思田, 路凤香, 林畅松, 等. 1997. 中国东部及邻区中生代盆地演化及地球化学动力学背景. 武汉: 中国地质大学出版社. 239~256.
- 李献华. 1999. 华南白垩纪岩浆活动与岩石圈伸展——地质年代和地球化学制约. 见: 中国科学院地球化学研究所, 等编. 资源环境与可持续发展. 北京: 科学出版社, 264~275.
- 毛景文, 李红艳, 裴荣富. 1995. 千里山花岗岩体地质地球化学及与成矿关系. 矿床地质, 14(1): 12~24.
- 饶家荣, 王记恒, 曹一中. 1993. 湘南深部构造. 湖南地质, (增刊7): 24~148.
- 任纪舜, 陈廷愚, 牛宝贵, 等. 1990. 中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿. 北京: 科学出版社, 1~205.
- 陶魁元. 1992. 环太平洋中国东南大陆火山岩带独特性探讨. 见: 陆志刚, 陶魁元主编. 中国东南沿海火山地质与矿产文集. 北京: 地质出版社, 1~13.
- 涂光炽, 等. 1984. 地球化学. 上海科技出版社.
- 涂光炽. 1994. 超大型矿床探寻与研究的若干进展. 地学前缘, 1: 45~53.
- 王岳军, 范蔚若, 郭锋, 等. 2001. 湘东南中生代花岗岩类长质小岩体的岩石地球化学特征. 岩石学报, 17(1): 169~175.
- 吴利仁. 1985. 中国东部中生代花岗岩类. 岩石学报, 1(1): 1~10.
- 袁学诚, 等. 1990. 台湾—黑水地学断面. 中国地球物理学会年刊. 北京: 地震出版社, 1~125.
- 於崇文. 1994. 热液成矿作用动力学. 武汉: 中国地质大学出版社, 126~228.
- 赵振华, 包志伟, 张伯友. 1998. 湖南中生代玄武岩类地球化学特征. 中国科学(D辑), 28(增刊): 7~14.
- 庄锦良, 刘钟伟, 谭必祥, 等. 1988. 湘南地区小岩体与成矿关系及隐伏矿床预测. 湖南地质, (增刊4): 1~198.

References

- Brown G C. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. In: Thorpe R S, ed. Andesites-Orogenic Andesites and Related Rocks. New York: John Wiley and Sons, 437~464.
- Deng Qidong. 1996. Active tectonics in China. Geological Review, 42(4): 295~299 (in Chinese with English abstract).
- Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. Geology, 20: 641~644.
- Guo Fuxiang. 1998. Meso-Cenozoic Nanhua (South China) orogenic belt-subaerial tridirectional orogen. Acta Geologica Sinica, 72(1): 22~32 (in Chinese with English abstract).
- Huang Jiqing, Ren Jishun, Jiang Chunfa, et al. 1977. Basic tectonic configuration in China. Acta Geologica Sinica, 51(2): 117~135 (in Chinese with English abstract).
- Hunan Regional Geological Survey. 1988. Geology of Hunan Province. Beijing: Geological Publishing House, 83~98 (in Chinese).
- Li Sitian, Lu Fengxiang, Lin Changsong, et al. 1997. Geotectonic background of the Mesozoic and Cenozoic rifting in East China and adjacent areas. Wuhan: China University of Geoscience Press, 239~256 (in Chinese).
- Li Xianghua. 1999. Cretaceous magmatism and lithospheric extension: constraints from geochronology and geochemistry. In: Institute of Geochemistry of Chinese Academy of Science, ed. Resources, Environment and Sustainable Development. Beijing: Science Press, 264~275 (in Chinese).
- Mao Jingwen, Li Hongyan, Pei Rongfu. 1995. Geochemistry and mineralization of Qianlishan rock body in Hunan Province. Mineral

- Deposits, 14(1): 12~24 (in Chinese with English abstract).
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25:956~983.
- Rao Jiarong, Wang Jiheng, Cao Yizhong. 1993. Deep structure in Hunan. *Hunan Geology*, (Suppl. 7):24~148 (in Chinese).
- Ren Jishun, Chen Tingyu, Niu Baogui, et al. 1990. Tectonic Evolution of the Continental Lithosphere and Metallogeny in Eastern China and Adjacent Areas. Beijing: Science Press, 1~205 (in Chinese).
- Tao Kuiyuan. 1992. Discussion on the characteristics of volcanic belt of circum-Pacific continent in the Southeastern Coast of China. Beijing: Geological Publishing House, 1~13 (in Chinese).
- Tu Guangchi et al. 1984. *Geochemistry*. Shanghai: Shanghai Science and Technology Publishing House (in Chinese).
- Tu Guangchi. 1994. Some progresses pertaining to super-large ore deposits. *The Frontier of Earth Science*, 1: 45~53 (in Chinese with English abstract).
- Wang Yuejun, Fan Weiming, Guo Feng, et al. 2001. Petrological and geochemical characteristics of Mesozoic granodioritic intrusions in Southeast Hunan Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 17(1):169~175 (in Chinese with English abstract).
- Wu Liren. 1985. Mesozoic granitoids in Eastern China. *Acta Petrologica Sinica*, 1(1):1~10 (in Chinese with English abstract).
- Yuan Xuecheng, et al. 1990. Taiwan—Heishui geoscience section. *Geophysica Society Annual Report*. Beijing: Seismological Press, 1~125 (in Chinese).
- Yu Chongwen. 1994. Dynamics of hydrothermal mineralization. Wuhan: China University of Geoscience Press, 126~228 (in Chinese).
- Zhao Zhenhua, Bao Zhiwei, Zhang Boyou. 1998. Geochemical characteristics of Mesozoic basaltic rocks in Hunan Province. *Science in China (Series D)*, 28(Suppl.):7~14 (in Chinese).
- Zhuang Jinliang, Liu Zhongwei, Tan Bixiang, et al. 1988. Relation of the small rock bodies in southern Hunan to the formation of ore deposits and prognosis of concealed deposits. *Hunan Geology*, (Suppl. 4): 1~198 (in Chinese).

Lithochemical Characteristics of the Mesozoic Granitic Intrusion from the Wangxiang Area in Northeastern Hunan Province and Its Tectonic Setting

JIA Dacheng^{1,2)}, HU Ruizhong¹⁾, ZHAO Junhong¹⁾, XIE Guiqing¹⁾

1) *LODG Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, 550002*

2) *College of Geo-exploration and Information Technology, Jilin University, Changchun, 130026*

Abstract

In Southeast China, the tectonic setting changed from the early compressional structure to the late extensional structure in the Mesozoic. The definition of this period of tectonic conversion is important in understanding the tectonic evolution in Southeast China. As the multi-phase intrusion was the product of different tectonic settings, the granites showed differences in lithochemical compositions. Accordingly, the Wangxiang granitic intrusion can be divided into three phases: 257~160 Ma, 155~140 Ma and 137~128 Ma. The granitic rocks of these phases show great differences in the contents of TiO_2 , P_2O_5 , K/Rb, ΣREE , δEu and trace elements, reflecting different tectonic settings in which they were formed. For the Indo-Chinese intrusion, the contents of TiO_2 , P_2O_5 , K/Rb and ΣREE are high, the ratios of Rb/Sr are low, and the negative Eu anomalies are not remarkable ($\delta\text{Eu} = 0.78 \sim 0.83$). The contents of major and trace element show a compression-nappe structure setting. The early Yanshanian intrusion has medium values of TiO_2 , P_2O_5 , K/Rb, ΣREE and δEu . The contents of the major and trace elements show a shear-slide setting. The late Yanshanian intrusion has low contents in TiO_2 , P_2O_5 , K/Rb and ΣREE ; negative Eu anomalies are obvious, $\delta\text{Eu} = 0.19 \sim 0.40$; and the ratios of $(\text{La}/\text{Yb})_N$ are low (averaging 6.8). The contents of major and elements show an extension | decollement setting. J_3-K_1 (~140 Ma) was the epoch of tectonic conversion from compression-shearing to extension-decollement. The tectonic movement caused lithosphere thickening before ~140 Ma and lithosphere thinning after ~140 Ma. The large-scale mineralization in southeastern Hunan has genetic relations with the small granitic intrusions in the extension-decollement tectonic setting.

Key words: tectonic setting; epoch of tectonic conversion; lithochemistry; Wangxiang granitic intrusion