

苏鲁造山带南缘临沭县二长花岗岩成因

丁伟¹ ,王涛^{1 2*} ,李彦波³ ,张硕¹

- 1. 成都理工大学 国土资源部构造矿产成藏重点实验室 ,成都 610059;
- 2. 中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室 ,贵阳 550081;
- 3. 西藏自治区地质矿产局第五地质大队 ,青海 格尔木 816000

摘要: 为探讨苏鲁造山带南缘临沭县青云镇地区二长花岗岩体的形成时代、岩石类型、源区性质、成岩构造环境及形成机制,对其开展了锆石 U-Pb 年代学及主微量元素地球化学分析研究。结果表明,LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年测得二长花岗岩成岩年龄为(126.6±3.8) Ma。岩体具有高硅、弱过铝质、贫铁镁及富碱高钾的特征,稀土配分模式高度分异,亏损 Nb、Ta、Ti、P 等 HFSE,相对富集 Rb、Th、K、La 等 LILE 和 Pb 元素,具中等弱 Eu 负异常,δEu 主要分布在 0.62~0.72。研究认为,该岩体可能主要来源于中等压力下(0.8~1.3 GPa)、深度为 35~45 km 的麻粒岩相下地壳的部分熔融,形成于拉张的构造环境。在成岩过程中可能存在矿物的分离结晶作用。岩石圈的拆沉和地幔岩浆的底侵作用可能是导致下地壳物质部分熔融的主要原因。

关键词: 苏鲁造山带;元素地球化学;部分熔融;下地壳物质

中图分类号: P588 文章编号: 1007-2802(2018)02-0344-11 doi: 10.19658/j.issn.1007-2802.2018.37.036

Petrogenesis of the Linshu Monzonitic Granite in the Southern Part of the Sulu Orogen

DING Wei¹ , WANG Tao^{1 2*} , LI Yan-bo³ , ZHANG Shuo¹

- 1. Key Laboratory of Tectonic Controls on Mineralization and Hydrocarbon Accumulation , Ministry of Land and Resource , Chengdu University of Technology , Chengdu 610059 , China; 2. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry , Institute of Geochemistry , Chinese Academy of Sciences , Guiyang 550081 , China; 3. No.5 Geological Party , Xizang Bureau of Geology and Mineral Resources , Golmud Qinghai 816000 , China

Abstract: . In order to discuss the age , type , source , tectonic environment and formation mechanism of the Linshu monzonitic granite pluton , which is tectonically occurred in the southern part of the Sulu orogenic belt , in Qingyun Town , Linshu County , the zircon U-Pb dating , petrology and elemental geochemistry of the rock have been undertaken in this study. The results show that the LA-ICP-MS zircon U-Pb age of the monzonitic granite is (126. 6±3. 8) Ma. The rocks are characterized with high Si , weak peraluminous , poor Fe and Mg , rich alkaline and high K , and low TFeO/MgO ratios. In addition , the rocks are depleted in HFSE including Nb , Ta , Ti , and P and relatively enriched in Pb and LILE including Rb , Th , K , and La , with highly differentiated REE distribution patterns which have moderate Eu negative anomalies (δEu=0. 62-0. 72) . Therefore , it is believed that the rocks could be mainly derived from the partial melting of the lower crust of granulite facies under the moderate pressure (0. 8-1. 3 GPa) , corresponding the depth of 35-45 km , in an extensional tectonic environment. In the diagenetic process , the mineral fractional crystallization could be occurred. The detachment of the lithosphere and the underplating of the mantle magma could be mainly resulted in the partial melting of the lower crustal material.

Key words: The Sulu orogenic belt; elemental geochemistry; partial melting; lower crustal material.

收稿编号: 2017-168 2017-06-19 收到 2016-07-03 改回

基金项目: 国家自然科学基金青年基金项目(41103017); 矿床地球化学国家重点实验室开放基金项目(201105)

第一作者简介: 丁伟(1989-) 男, 硕士研究生, 研究方向: 矿物学、岩石学、矿床学. E-mail: 280241743@qq.com.

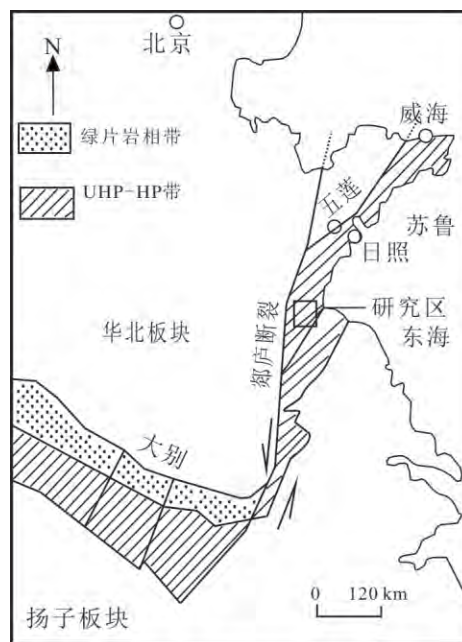
* 通讯作者简介: 王涛(1979-) 男, 博士, 副教授, 研究方向: 酸性岩、碱性岩地球化学. E-mail: wangt1117@163.com.

位于中国东部的苏鲁造山带被公认为是三叠纪华北板块与扬子板块俯冲-碰撞作用的产物(索书田等, 2001; Zheng *et al.*, 2002, 2003)。苏鲁造山带在中生代期间发生了大规模的岩浆活动(Wu *et al.*, 2005; Yang *et al.*, 2008), 并分布有大量中生代花岗岩。这些花岗岩的物质来源和成因机制一直以来是该大陆碰撞造山带研究的重点问题之一(周建波等, 2003; 华锋等, 2004; 高天山等, 2004; 胡芳芳等, 2005; 郭敬辉等, 2005; 黄洁等, 2005; Yang *et al.*, 2005a, 2005b)。造山带内中生代花岗岩的形成时代、成岩机制和物质源区对深入了解苏鲁超高压碰撞造山带的演化具有重要的动力学意义。近20年来, 国内外学者对苏鲁造山带内中生代中-基性侵入岩进行了大量翔实的研究工作, 并取得了一定的研究成果(Guo *et al.*, 2001; Xu *et al.*, 2004a, 2004b; 徐义刚等, 2007; Liu *et al.*, 2008; Yang *et al.*, 2012a, 2012b, 2012c)。但对区内中生代早白垩世酸性岩(特别是花岗岩)的岩石成因、物质来源、形成的地球动力学背景及其与造山带演化之间的关系等方面仍存在争议。部分学者认为其是深俯冲的陆壳物质再循环的产物, 即由下地壳部分熔融而成(杨进辉等, 2003; 周建波等, 2003; 黄洁等, 2005; Huang *et al.*, 2006), 或者是由下地壳富集岩石圈地幔部分熔融形成(Yang *et al.*, 2005b; Liu *et al.*, 2008; 王涛等, 2009); 而最近研究认为是壳幔混合作用的产物(郭敬辉等, 2005; 孟繁聪等, 2006; Hou *et al.*, 2007; Yang *et al.*, 2012d; 李洪奎等, 2017)。就该问题展开深入的探讨对于揭示苏鲁造山带乃至整个华北东部中生代构造演化具有重要意义。

本文选取华北东部苏鲁造山带南缘临沭县青云镇地区的二长花岗岩作为研究对象。在详细的野外地质调研的基础上, 从LA-ICP-MS锆石U-Pb年代学和主微量元素地球化学方面对其进行研究, 主要讨论了其形成时代、成因类型、源区性质、构造环境及其形成机制。

1 区域地质背景及岩石学特征

苏鲁造山带是华北板块与扬子板块拼合过程中形成的大别造山带的东延部分, 后因郯庐断裂走滑剪切作用被错分为东、西两段。研究区位于苏鲁造山带南缘的苏鲁地块临沭县青云镇地区。构造上, 苏鲁造山带南缘可分为南部的高压变质带和北部的超高压变质带两个构造单元, 本次研究区位于北部的超高压变质带内(图1)。在南苏鲁的超高压



底图据孟繁聪等(2006)

图1 胶南地区地质简图

Fig.1 Sketch geological map of the Jiaonan region

变质带中东海-临沭地区, 主要出露有花岗质片麻岩, 含石榴子石、绿帘石、角闪石的云母片麻岩、大理岩、蓝晶石英岩和少量的榴辉岩、超基性岩、中性岩, 以及类型多样的碱性岩和酸性岩。其中, 榴辉岩和片麻岩的原岩表现为裂谷型的双峰式火山岩(Jahn, 1999; 郑永飞等, 2003), 这些变质岩的原岩普遍经历了超高压变质作用(Wallis *et al.*, 1999; 张泽明等, 1999; Liu *et al.*, 2004)。超高压变质作用与扬子板块向华北板块下的深俯冲有关。

样品产自苏鲁造山带南缘超高压变质带内的临沭县青云镇地区。岩性为二长花岗岩, 岩石手标本总体显肉红色, 具细粒-中粗粒花岗结构, 块状构造, 主要矿物有石英(20%~30%)、碱性长石(30%~35%)、斜长石(25%~30%)。次要矿物有黑云母(5%~10%); 副矿物有锆石、榍石和磷灰石等。镜下鉴定显示, 碱性长石主要为条纹长石, 多为简单双晶或格子双晶; 斜长石主要为钠长石, 普遍发育聚片双晶。石英与碱性长石相互交织, 具显微文像结构。

2 分析方法

2.1 主、微量元素分析方法

主量元素在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室采用 AxiosPW4400 型 X 射线荧光光谱仪(XRF)进行分析, 元素分析的重现性(准

表 1 二长花岗岩主量元素分析结果

Table 1 Analytic results of major element of the monzonitic granite (%)

样品号	LQY-01	LQY-02	LQY-03	LQY-04	LQY-05	LQY-06	LQY-07	LQY-08	LQY-09	LQY-10	LQY-11	LQY-12
SiO ₂	72.52	72.53	72.18	72.34	72.64	72.37	72.20	72.40	71.82	71.95	72.51	73.71
Al ₂ O ₃	14.52	14.38	14.66	14.60	14.49	14.23	14.57	14.48	14.21	14.36	14.26	14.35
Fe ₂ O ₃	1.69	1.78	1.77	1.60	1.72	1.70	1.74	1.75	1.75	1.75	1.69	1.64
MgO	0.30	0.35	0.36	0.33	0.36	0.37	0.34	0.34	0.33	0.31	0.29	0.35
CaO	1.00	1.02	1.08	1.05	1.18	1.04	1.13	1.08	1.14	1.12	1.09	1.12
Na ₂ O	3.33	3.36	3.45	3.40	3.64	3.52	4.00	3.33	3.77	3.30	3.28	3.55
K ₂ O	4.81	4.73	4.86	4.64	4.63	4.68	4.83	4.84	4.67	4.81	4.84	5.01
MnO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
P ₂ O ₅	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05
TiO ₂	0.23	0.26	0.26	0.23	0.25	0.25	0.25	0.26	0.26	0.26	0.24	0.26
LOI	0.39	0.88	0.91	0.78	0.83	0.74	0.91	0.71	0.72	0.72	0.76	0.78
总计	98.86	99.38	99.62	99.04	99.82	98.98	100.06	99.28	98.75	98.64	99.04	100.86
A/CNK	1.16	1.15	1.14	1.17	1.10	1.12	1.05	1.14	1.07	1.14	1.13	1.08
A/NK	1.36	1.35	1.34	1.37	1.32	1.31	1.23	1.35	1.26	1.35	1.34	1.27
TFeO/MgO	5.07	4.58	4.42	4.36	4.30	4.13	4.60	4.63	4.77	5.08	5.24	4.22
Mg [#]	26.00	28.00	29.00	29.00	30.00	30.00	28.00	28.00	27.00	26.00	26.00	30.00
DI	91.98	91.83	91.62	91.69	91.50	92.01	92.25	91.67	92.01	91.53	91.80	92.21
t/°C	815.00	806.00	809.00	792.00	807.00	797.00	802.00	806.00	709.00	795.00	793.00	795.00

注: LOI 为烧失量; TFe₂O₃ 为全铁, TFeO=0.9 × TFe₂O₃; A/CNK=Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O) 摩尔数, A/NK=Al₂O₃/(Na₂O + K₂O) 摩尔数; Mg[#]=100 × Mg²⁺/(Mg²⁺ + Fe²⁺) t/°C 为锆石饱和温度。

确度) 优于 3%; 微量元素在中国科学院地球化学研究所用电感耦合等离子质谱(ICP-MS) 上进行分析, 所有元素分析的准确度优于 5%。稀土元素的分析精度优于 5% 微量元素分析精度优于 10%。

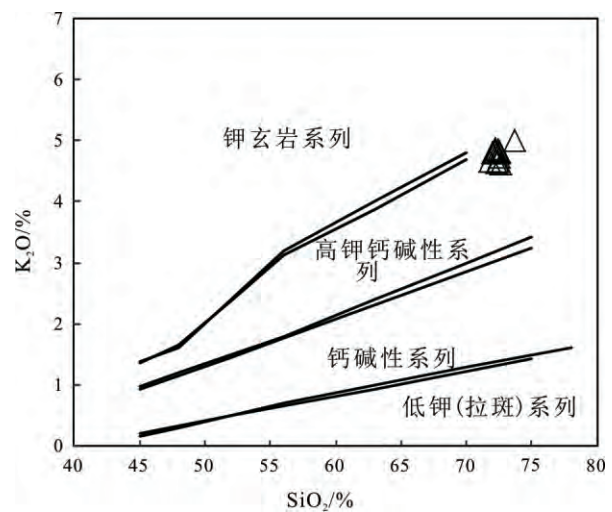
2.2 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年分析

锆石反射光、阴极发光及锆石 U-Pb 测年均在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成。本次实验中采用 He 作为剥蚀物质的载气, 激光束斑直径为 32 μm, 激光剥蚀样品的深度为 20~40 μm。锆石年龄采用国际标准锆石 91500 作为外标, 元素含量采用 NISTSRM610 作为外标, ²⁹Si 作为内标元素。单个分析可信度为 95%(1σ)。普通铅校正采用 Andersen (2002) 推荐的方法, 详细的测试流程详见 Yuan 等(2004)。样品的同位素比值及元素含量计算采用 ICP-MS-DTECAL 程序(Liu et al., 2010), 加权平均年龄计算和谐和图的绘制采用 Isoplot(ver3.0) 完成。

3 分析结果

3.1 主量元素

临沭县青云镇地区二长花岗岩主量分析结果见表 1。SiO₂ 含量为 71.8%~73.71%, 均值为 72.43%。(K₂O+Na₂O) 含量为 8.03%~8.83%, 均值为 8.27%, K₂O/Na₂O=1.20~1.47, 均值为 1.36。K₂O 含量为 4.64%~5.01%, 均值为 4.77%, 具有较高的 K₂O 含量。在 SiO₂-K₂O 图解(图 2) 上, 样品点均落入高钾钙



底图据 Peccerillo 和 Taylor(1976)

图 2 二长花岗岩的 K₂O-SiO₂ 图解

Fig.2 The K₂O-SiO₂ plot of the monzonitic granite

碱性系列范围内。Al₂O₃ 含量为 14.21%~14.66%; A/CNK 为 1.05~1.16 均值为 1.11。在 A/CNK-A/NK 图解(图 3) 上, 样品投影点全部落入弱过铝质区域内, 属于弱过铝质型岩石。岩石中 MgO 含量为 0.29%~0.37% 均值为 0.33%; CaO 为 0.99%~1.17%, 均值为 1.08%; TiO₂ 为 0.225%~0.263%, 均值为 0.25%; Mg[#] 值为 26~30, 均值为 28。岩石总体具有较低的 Mg[#]、MgO、CaO 和 TiO₂ 含量。在标准矿物计算结果中, 出现标准刚玉分子, 含量为 0.55%~1.51%, 分异指数 DI 为 91.5~92.25, 均值 91.83, 表明花岗岩分异程度较

高。这些特征表明临沭县青云镇二长花岗岩为高钾钙碱性弱过铝质花岗岩。

3.2 微量元素

微量元素分析结果见表 2。所有岩石样品具有较高的稀土总量(Σ REE 质量分数) 为 $187 \times 10^{-6} \sim 331.86 \times 10^{-6}$, 平均为 268.23×10^{-6} , 在稀土配分模式图上曲线接近一致, 显示出同源岩浆演化的特点(图 4)。稀土配分曲线呈明显右倾, $(La/Yb)_N$ 为 19.71 ~ 45.78, 说明稀土配分模式高度分异, LREE 强烈富集和 HREE 极度亏损, 轻重稀土元素分馏明显。 $\delta Ce = 0.89 \sim 0.96$, 均值为 0.91, 无明显 Ce 异常。 δEu 主要集中在 0.62 ~ 0.72, 均值为 0.69, 除了 9 号样品有轻微正异常外, 其余均显示中等弱负异常, 暗示源区可能存在斜长石的分离结晶或部分熔融过程中存在斜长石残留相。Sr 为 $274 \times 10^{-6} \sim 768 \times 10^{-6}$, 均值为 332.9×10^{-6} ; Y 为 $14.5 \times 10^{-6} \sim 19.9 \times 10^{-6}$, 均值为 16.64×10^{-6} ; Yb 为 $1.27 \times 10^{-6} \sim 1.52 \times 10^{-6}$, 均值为 1.45×10^{-6} , 显示低 Sr、低 Y 和 Yb 的特点。

在原始地幔标准化微量元素蛛网图上, 微量元素的配分模式近似一致(图 5)。相对于原始地幔, 富集大离子亲石元素 Rb、Th、K、La 和 Pb 元素, 相对亏损 Ta、Nb、Ti、P 等高场强元素。 La/Nb 为 3.74 ~ 5.74, 均值为 4.43; Th/Nb 为 0.47 ~ 1.65, 均值为 1.35; Th/La 为 0.1 ~ 0.4, 均值为 0.31。

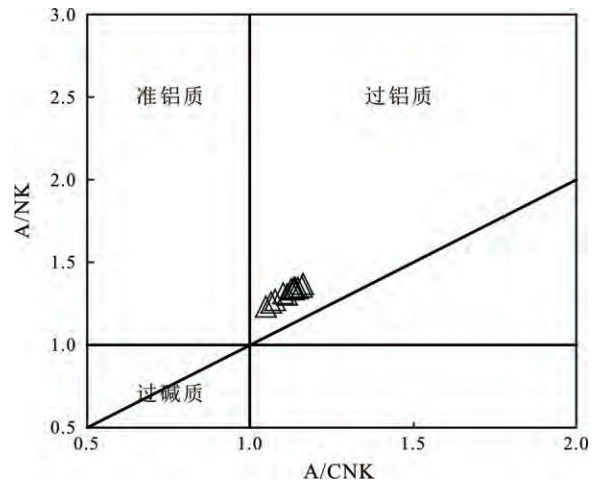
3.3 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄

测定年龄的样品取自临沭县青云镇地区新鲜的二长花岗岩。锆石以长柱状为主, 自形程度较好, 少数为不规则状及粒状, 部分呈断头晶。大部分锆石具有较清晰的韵律环带结构, 具有岩浆锆石的特征。9 个测点的测试结果(表 3) 显示, U 含量为 $2720.65 \times 10^{-6} \sim 29400.17 \times 10^{-6}$, Th 含量为 $2783.60 \times 10^{-6} \sim 46687.62 \times 10^{-6}$, Th/U 值为 1.39 ~ 2.52, 符合岩浆锆石 $Th/U > 0.4$ 的特征(吴元保和郑永飞 2004)。锆石点数据较集中, 均落在谐和线及其附近, $^{206}Pb/^{238}U$ 数据的加权平均年龄为 $(126.6 \pm 3.8) Ma$, $MSWD = 6.3$ (图 6)。(126.6 ± 3.8) Ma 应代表本次所研究二长花岗岩的结晶年龄, 为早白垩世。

4 成因

4.1 成因类型

研究区二长花岗岩具有高硅、弱过铝质、富碱高钾的特征。轻重稀土分馏异常显著, 配分曲线显示为明显的右倾型, 区别于 S 型花岗岩普遍所表现出的“海鸥型”稀土配分曲线。岩石的 Ga/Al 值(均值为



底图据 Maniar 和 Piccoli(1989)

图 3 A/CNK-A/NK 图解

Fig.3 The A/CNK-A/NK diagram of the monzonitic granite

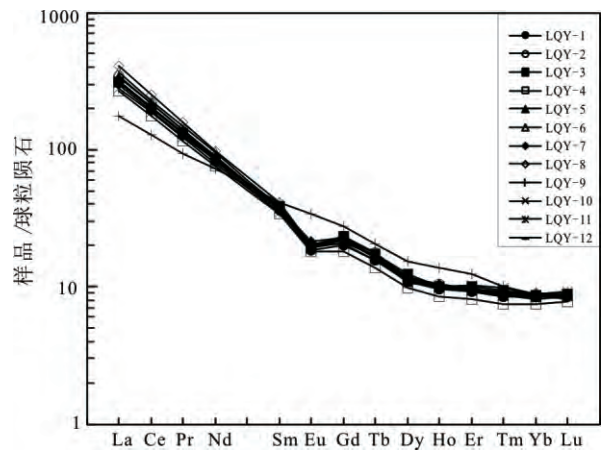


图 4 二长花岗岩的稀土元素球粒陨石标准化配分曲线图

Fig.4 Chondrite-normalized REE patterns for the monzonitic granite

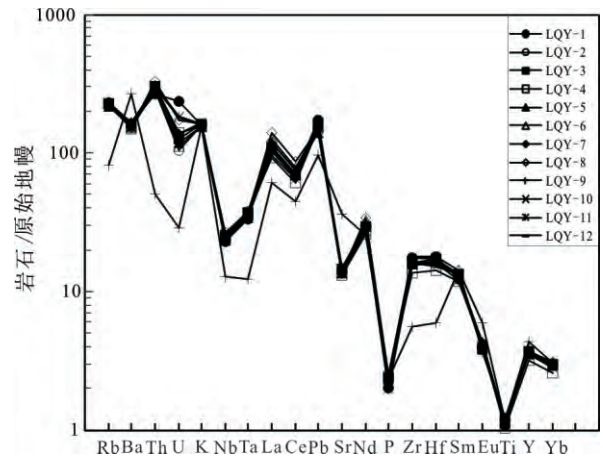


图 5 二长花岗岩的微量元素原始地幔标准化蛛网图

Fig.5 Primitive mantle-normalized trace element patterns for the monzonitic granite

表2 二长花岗岩微量元素和稀土元素分析结果

Table 2 Analytical results of trace elements and rare earth elements of the monzonitic granite ($\times 10^{-6}$)

样品号	LQY-01	LQY-02	LQY-03	LQY-04	LQY-05	LQY-06	LQY-07	LQY-08	LQY-09	LQY-10	LQY-11	LQY-12
La	76.00	81.10	73.80	63.90	80.80	86.40	70.20	97.00	41.50	74.80	66.80	73.60
Ce	124.00	134.00	123.00	108.00	132.00	140.00	118.00	154.00	79.00	126.00	114.00	123.00
Pr	12.60	13.40	12.50	10.90	13.20	14.20	12.00	15.00	8.84	12.40	11.60	12.80
Nd	38.90	40.70	39.70	35.10	41.60	44.40	39.60	45.90	34.20	39.80	37.20	40.70
Sm	5.49	5.68	5.97	5.23	5.75	5.93	5.83	6.25	6.26	5.96	5.33	5.91
Eu	1.07	1.11	1.17	1.04	1.12	1.16	1.24	1.16	1.99	1.13	1.16	1.17
Gd	4.10	4.58	4.79	3.70	4.49	4.59	4.64	4.81	5.72	4.32	4.20	4.48
Tb	0.59	0.67	0.65	0.52	0.61	0.62	0.62	0.66	0.78	0.64	0.59	0.61
Dy	2.75	2.95	3.12	2.50	2.78	2.72	2.95	2.93	3.91	3.03	2.86	2.92
Ho	0.54	0.60	0.57	0.48	0.58	0.57	0.59	0.55	0.79	0.57	0.55	0.58
Er	1.53	1.59	1.67	1.34	1.57	1.57	1.58	1.63	2.06	1.71	1.58	1.54
Tm	0.22	0.24	0.24	0.19	0.22	0.23	0.23	0.23	0.26	0.25	0.22	0.21
Yb	1.43	1.46	1.48	1.27	1.44	1.47	1.51	1.52	1.51	1.48	1.38	1.46
Lu	0.21	0.22	0.22	0.20	0.22	0.23	0.22	0.22	0.23	0.23	0.22	0.21
Σ REE	269.43	288.29	268.89	234.38	286.37	304.08	259.21	331.86	187.04	272.31	247.69	269.19
LREE	258.06	275.99	256.14	224.17	274.47	292.09	246.87	319.31	171.79	260.09	236.09	257.18
HREE	11.37	12.30	12.74	10.20	11.90	11.99	12.34	12.55	15.25	12.23	11.60	12.01
LREE/HREE	22.69	22.44	20.10	21.97	23.06	24.37	20.01	25.44	11.27	21.27	20.36	21.42
(La/Yb) _N	38.12	39.84	35.77	36.09	40.25	42.16	33.35	45.78	19.71	36.25	34.72	36.16
δ Eu	0.66	0.65	0.65	0.69	0.65	0.66	0.71	0.62	1.00	0.65	0.72	0.67
δ Ce	0.89	0.91	0.91	0.92	0.90	0.89	0.91	0.89	0.96	0.92	0.92	0.90
Li	11.50	15.60	13.90	16.70	19.50	16.00	16.10	18.30	14.10	21.70	20.10	19.60
Be	3.91	3.38	3.17	3.69	3.31	3.78	3.32	3.42	1.79	3.55	3.59	3.50
Sc	4.34	5.07	5.9	4.78	4.78	5.17	5.93	4.48	14.90	4.90	4.89	5.44
V	16.30	18.50	17.20	15.60	17.40	18.20	17.20	17.70	118.00	18.10	17.30	18.40
Cr	31.60	43.90	5.29	4.32	5.12	5.65	5.18	5.25	62.80	5.62	5.81	5.55
Co	172.00	138.00	179.00	137.00	145.00	166.00	141.00	124.00	81.90	119.00	164.00	205.00
Ni	103.72	146.23	2.92	2.04	2.92	2.96	2.54	2.82	20.40	2.92	2.92	3.05
Cu	9.85	1.84	22.23	1.99	2.99	6.10	2.35	2.65	13.64	2.40	2.15	2.22
Zn	31.49	30.50	45.80	29.79	52.96	44.10	49.02	37.84	92.14	42.76	39.72	43.21
Ga	19.00	19.10	18.60	17.80	18.70	19.60	18.60	19.20	20.30	19.60	18.80	18.80
Rb	145.00	143.00	144.00	142.00	137.00	143.00	146.00	143.00	52.00	146.00	146.00	145.00
Sr	292.00	312.00	304.00	274.00	290.00	286.00	302.00	288.00	768.00	301.00	282.00	296.00
Y	16.80	17.10	16.60	14.50	16.10	16.20	16.20	16.70	19.90	17.10	15.90	16.60
Zr	195.00	176.00	181.00	151.00	178.00	182.00	194.00	201.00	62.3	179.00	174.00	178.00
Nb	16.36	18.73	17.94	17.06	16.80	17.85	17.41	16.89	9.10	17.68	17.15	17.41
Cs	1.08	1.01	0.868	1.01	1.10	0.95	1.17	1.14	0.63	1.19	1.2	1.13
Ba	1130.00	1120.00	1140.00	1040.00	1080.00	1070.00	1160.00	1060.00	1850.00	1150.00	1070.00	1120.00
Hf	5.55	5.08	5.24	4.37	5.11	5.01	5.28	5.48	1.82	4.68	4.96	4.90
Ta	1.36	1.55	1.51	1.52	1.40	1.53	1.53	1.48	0.50	1.52	1.41	1.47
Pb	31.80	28.20	29.10	28.10	25.80	28.20	28.70	27.30	17.70	27.80	27.50	27.20
Th	22.90	24.20	25.50	25.70	23.60	23.90	25.40	27.90	4.280	250	26.20	24.90
U	4.97	2.18	2.66	2.91	2.49	2.35	2.89	3.62	0.60	3.81	3.83	2.85
Ga/Al	2.47	2.51	2.40	2.30	2.44	2.60	2.41	2.50	2.70	2.58	2.49	2.47
Nb/Ta	12.03	12.05	11.90	11.26	12.01	11.66	11.38	11.44	18.07	11.61	12.13	11.86
Zr/Hf	35.14	34.65	34.54	34.55	34.83	36.33	36.74	36.68	34.23	38.25	35.08	36.33
Th/U	4.61	11.10	9.59	8.83	9.48	10.17	8.79	7.71	7.09	6.56	6.84	8.74

表 3 二长花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 分析结果

Table 3 Analytical results of the LA-ICP-MS zircon U-Pb dating of the monzonitic granite

测点号	Pb /($\times 10^{-6}$)	Th /($\times 10^{-6}$)	U /($\times 10^{-6}$)	Th/U	同位素比值				年龄/Ma				谐和度/%
					$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	
08	191.85	33452.82	19585.61	1.71	0.14041	0.00619	0.02076	0.00029	133	6	132	2	99
10	233.72	46687.63	18523.86	2.52	0.14865	0.00551	0.02087	0.00031	141	5	133	2	94
14	267.25	44566.14	29400.17	1.52	0.14228	0.00444	0.02033	0.00026	135	4	130	2	95
15	100.51	16888.65	10887.56	1.55	0.14477	0.00676	0.02008	0.00037	137	6	128	2	93
16	137.29	24177.08	15972.05	1.51	0.13922	0.00524	0.01975	0.00030	132	5	126	2	95
18	145.54	25568.79	18453.88	1.39	0.12992	0.00673	0.01891	0.00034	124	6	121	2	97
19	173.51	32833.64	18549.08	1.77	0.14553	0.01176	0.01875	0.00045	138	10	120	3	85
24	107.90	24048.31	10048.90	2.39	0.13724	0.00724	0.01907	0.00031	131	6	122	2	93
29	178.61	34334.37	18792.24	1.83	0.13317	0.00483	0.01924	0.00027	127	4	123	2	96

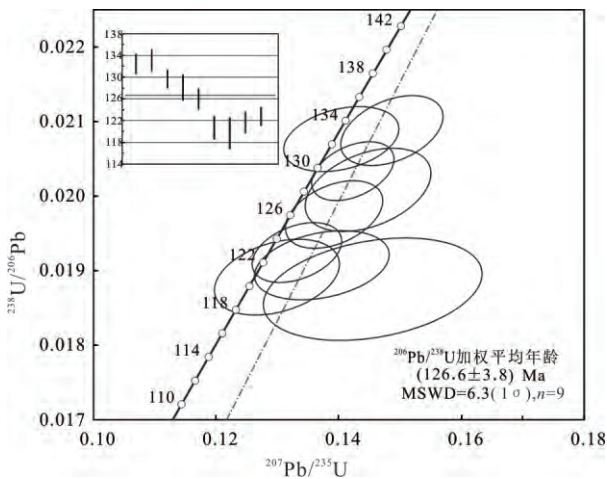


图 6 二长花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄谐和图
Fig.6 A plot of LA-ICP-MS U-Pb zircon concordia ages of the monzonitic granite

4.2 源区特征

张旗等(2006)认为 Sr 和 Yb(Y) 的含量及 Sr/Yb 值对判定花岗岩源区特征具有十分重要的指示意义。研究区二长花岗岩具有较低的 Sr 含量为 $274 \times 10^{-6} \sim 312 \times 10^{-6}$ (低于 350×10^{-6} , 仅有 1 个值为 768×10^{-6} , 可能是由于样品斜长石聚集) 和 Yb 含量为 $1.27 \times 10^{-6} \sim 1.52 \times 10^{-6}$, 表明二长花岗岩属于低 Sr 低 Yb 型花岗岩。根据花岗岩与压力的关系, 所研究的二长花岗岩形成于中等压力下 (0.8 ~ 1.3 GPa) 相应的深度为 35 ~ 45 km, 源区残留相可能为麻粒岩相(斜长石+石榴子石+角闪石+辉石)(张旗等 2006)。源区有石榴子石等重稀土强烈富集的矿物相残留, 说明花岗岩的原岩为铁镁质岩(孙德有等, 2004)。本区二长花岗岩具有较高的 SiO_2 (71.82% ~ 73.71%) 含量和较低的 $\text{Mg}^\#$ (26 ~ 30) 值, 表明该岩体不是地幔岩石直接熔融的产物。同时二长花岗岩具有较低的 Cr ($4.3 \times 10^{-6} \sim 62.8 \times 10^{-6}$)、Ni ($2.0 \times 10^{-6} \sim 146.2 \times 10^{-6}$) 含量, 也表明二长花岗岩的原始岩浆不是来源于地幔源。二长花岗岩具有高硅、高钾、富铝以及低铁镁的岩石地球化学特征, 暗示其岩浆来源于地壳组分的部分熔融。不相容元素 Nb、Ta 的强烈亏损和 Th 的相对富集, 表明形成岩体的岩浆很可能来自壳源(李锦轶等, 2007)。该岩体轻稀土元素相对富集, 微量元素 Nb、Ta 显示明显的负异常, 而元素 Pb 具有明显正异常, 其中 Nb/La 值极低 (0.17 ~ 0.26), 表明岩石起源于地壳物质的部分熔融。岩体的 Nb/Ta 值为 11.26 ~ 18.07, 均值为 12.28, 非常接近地壳岩石 (12 ~ 13) (Barth *et al.*, 2000), 远低于地幔岩石 (~ 17); Zr/Hf 值为 34.23 ~ 38.24, 均值为 35.61, 介于幔源岩石与壳源岩石之间。表明二长花岗岩的源岩应该以地壳物质为主, 岩浆起源于下地壳岩石的部分熔融。考虑到所研究的二长花岗岩 (126.6 ±

2.49) 和 Zr+Nb+Ce+Y 值(均值为 327) 较低, 大部分低于 A 型花岗岩 Ga/Al 值下限(2.6) 和 Zr+Nb+Ce+Y 值下限(350)。在 Ga/Al 值判别图解上(图略), 上述样品绝大部分投影在非 A 型花岗岩区, 主要投影在 I 型和 S 型花岗岩区域(I&S)。此外, 二长花岗岩具有较低的 TFeO/MgO 值(4.13 ~ 5.24, 小于 16), 明显不同于 A 型花岗岩(TFeO/MgO > 16) 和未分异的 I 型花岗岩(TFeO/MgO < 4) (Bonin, 2007)。TFeO/MgO-Zr+Nb+Ce+Y 图解中, 岩石样品均落在高分异的长英质岩区域(FG) (图略)。锆石饱和温度(t_{Zr}) 计算结果显示(表 1) 岩浆结晶温度为 709 ~ 815 °C, 均值为 793 °C, 与内蒙古大桦背、华南佛冈、西藏冈底斯东部察隅高分异 I 型花岗岩 Zr 饱和温度范围较为一致(邱检生等, 2008; 朱弟成等, 2009; 张辉等, 2015), 均低于 A 型花岗岩的成岩温度下限(肖娥等, 2007), 排除了所分析岩石是分异 A 型花岗岩的可能。综上所述, 笔者认为研究区二长花岗岩应为高分异的 I 型花岗岩。

3.8) Ma 形成时, 该区伴有大量同时代的幔源岩浆活动, 如早白垩世形成的沂南辉长岩(127 Ma; Xu *et al.*, 2004b)、方城玄武岩(125 Ma; Zhang *et al.*, 2002)。可见, 该时期的幔源岩浆与花岗质岩浆是同一构造热事件的产物, 二者在成因上存在一定的联系, 即该时期的花岗岩可能是由同一构造热事件诱发了下地壳部分熔融形成。综上所述, 笔者认为研究区二长花岗岩最有可能来源于中等压力下(0.8~1.3 GPa), 相应的深度 35~45 km 的镁铁质下地壳的部分熔融, 可能有少量幔源物质的加入。

4.3 分离结晶

二长花岗岩均具有明显的 Sr 负异常(图 5) 和 Eu 负异常(图 4) 特征, 暗示其源区中存在斜长石的分离结晶或部分熔融过程中存在斜长石残留相。P

和 Ti 的负异常(图 5) 则说明其源区中存在磷灰石和 Ti-Fe 氧化物(钛铁矿) 的分离结晶。Ta、Nb 的亏损及 Th 的富集现象(图 5), 可能与角闪石和黑云母等矿物的分离结晶有关(吴福元等, 2001)。另外, 过渡族元素的总体含量偏低, 具有较低的 Cr ($4.3 \times 10^{-6} \sim 62.8 \times 10^{-6}$) 和 Ni ($2.0 \times 10^{-6} \sim 146.2 \times 10^{-6}$) 含量, 该值远低于原始岩浆的 Cr (3000×10^{-6}) 和 Ni (2000×10^{-6}) 含量, 这可能与源区存在一定程度的单斜辉石或尖晶石(与 Cr 相关) 和铁镁矿物如橄榄石(与 Ni 相关) 的结晶分异有关(Rollinson, 1993)。在 Rb-Sr 和 Ba-Sr 图解(图 7) 中, 岩浆主要以斜长石矿物的分离结晶为主(图 7a), 且在其成岩过程的早期有黑云母和钾长石的分离结晶, 在成岩过程的晚期, 以钾长石分异为主(图 7b)。

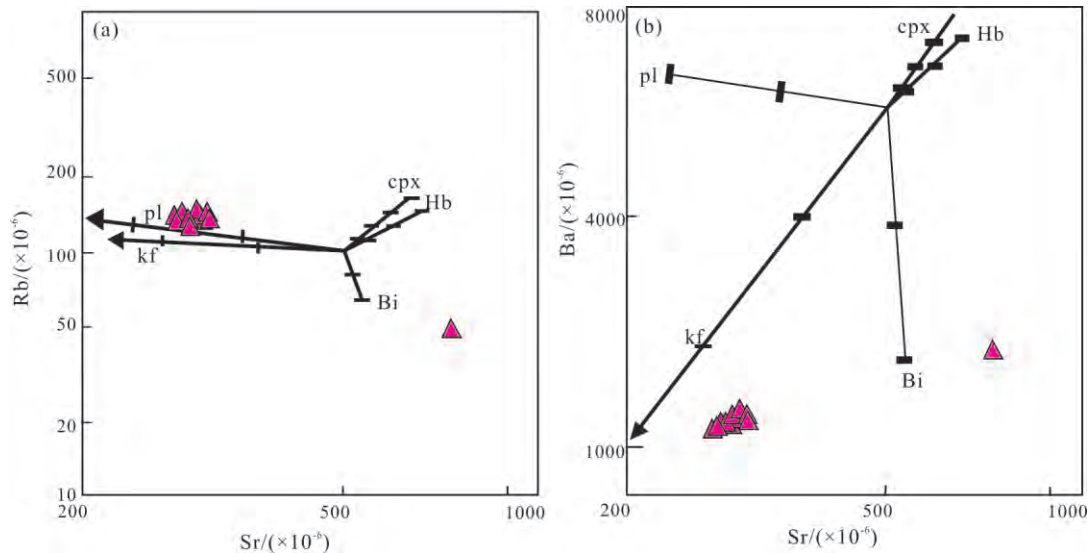


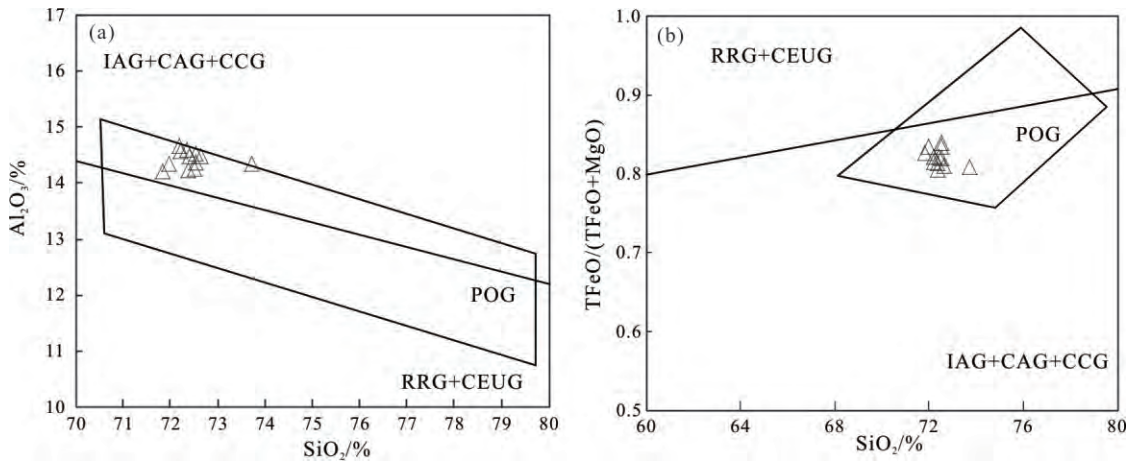
图 7 二长花岗岩的 Rb-Sr 和 Ba-Sr 图解

Fig.7 Diagrams of Rb-Sr and Ba-Sr for the monzonitic granite

4.4 构造环境

Pearce(1996) 最早提出应用岩石地球化学中的主量元素和微量元素变异图解来判定岩石形成的构造背景, 该方法尤其对判断花岗岩的形成构造背景十分有效。在 SiO_2 - K_2O 图解上(图 2), 二长花岗岩全部落在高钾钙碱性系列岩石区域, 而高钾钙碱性岩浆活动通常被认为主要发生于碰撞后的地壳伸展和岩石圈减薄的构造环境(刘新秒, 2000)。在主量元素构造环境判别图解上(图 8), 研究区二长花岗岩的样品均投影在 POG(造山后花岗岩) 区域内; 在 $\text{Hf-Rb}/30$ - $\text{Ta} \times 3$ 与 $\text{Rb}-(\text{Y}+\text{Nb})$ 构造判别图上(图 9), 所有二长花岗岩样品均落入后碰撞或造山晚期花岗岩区域, 代表了一种拉张性的构造环境。中生代期间, 苏鲁造山带下地幔动力学机

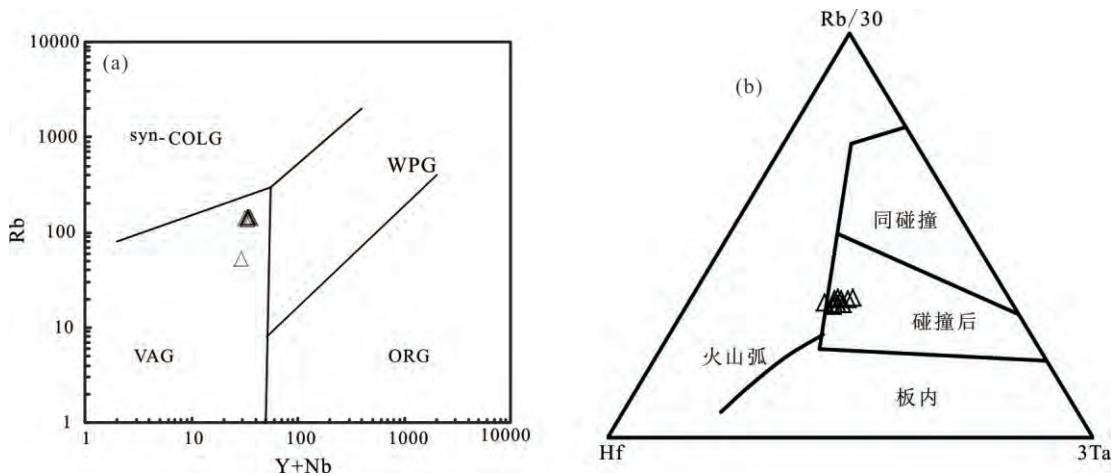
制一直处于平缓调整状态, 地幔和地壳之间进行了强烈的物源和热源传输与交换, 导致先前形成于造山期的碰撞造山格局遭到破坏和改造(张国伟等, 1997, 2003), 引发了软流圈物质上涌并底侵诱发下地壳物质发生部分熔融分异形成中酸性岩浆, 沿构造薄弱带上升到浅部侵位形成花岗岩(朱赖民等, 2008)。前人研究表明, 在华北克拉通东部, 早白垩世岩浆活动广泛而强烈, 它不仅体现在不同性质岩浆的侵入作用, 同时还形成了大量的火山岩, 该期岩浆活动主要集中于 110~135 Ma(郭敬辉等, 2005; Zhang *et al.*, 2002, 2003; 裴福萍等, 2004)。除了上述岩浆作用广泛出现外, 在早白垩世时期, 华北克拉通东部形成了松辽盆地、华北盆地、胶莱盆地、蒙古断陷盆地群等几个大型盆地(朱勤文等, 1997; 张



CAG-大陆弧花岗岩; CCG-大陆碰撞花岗岩; IAG-岛弧花岗岩; POG-造山后花岗岩。RPG-与裂谷有关的花岗岩; CEUG-与大陆的造陆指开有关的花岗岩; 底图据 Maniar 等(1989)

图8 二长花岗岩的主元素构造环境判别图解

Fig.8 The major elements discrimination plots of tectonic setting for the monzonitic granite



(a) 底图据 Pearce(1996); (b) 底图据 Harris 等(1986)

图9 二长花岗岩 Rb-Y + Nb (a) 和 Rb /30-Hf-3Ta (b) 构造环境判别图

Fig.9 Tectonic setting discrimination plots of Rb-Y+Nb (a) and Rb/30-Hf-3Ta (b) for the monzonitic granite

岳桥等 2004) ,这些构造和大型盆地的形成均客观的反映了岩石圈拉张环境的存在。因此,综合上述研究成果,表明青云镇地区二长花岗岩形成于碰撞造山后陆内岩石圈拉张的地球动力学构造背景。

4.5 成岩机制

本次研究的二长花岗岩具有与埃达克岩相似的地球化学特征: SiO₂>56% ,MgO<3% ,高度分异的稀土模式(La/Yb)_N>20 ,低 HREE 值(Y<18×10⁻⁶ , Yb<1.9×10⁻⁶) (王焰等 2000) 。但是其与来源于俯冲洋壳部分熔融的埃达克岩有明显不同,因此笔者称之为埃达克质岩。在大别-苏鲁造山带和华北克拉通北缘也发现了这种早白垩世埃达克质岩(Xu et al. ,2007; Xiao and Clemens ,2007; 王涛等 ,2009 ,2010) 。最近研究表明,许多埃达克质岩的形成与

俯冲洋壳无关。根据埃达克岩的最新研究表明,苏鲁造山带的埃达克岩的成因主要与下地壳的拆沉有关(Liu et al. ,2009) 。因此,笔者认为本次研究的二长花岗岩的成因模式可能与下地壳的拆沉作用有关。在 205~185 Ma ,华北板块和扬子板块可能发生了二次板内挤压,导致了苏鲁地壳的加厚,加厚下地壳经过高压-超高压变质作用产生了具有独特物理和化学特性的榴辉岩(Liu et al. ,2008) ,榴辉岩的密度高于地幔橄榄岩密度(Levander et al. ,2006) ,由于重力的不平衡,在 185~165 Ma ,榴辉岩与下伏的岩石圈地幔一起通过拆沉作用进入软流圈地幔中(Gao et al. ,2004) ,并引发了软流圈再次上涌和岩石圈的拉张、减薄;由于榴辉岩的熔解温度低于地幔橄榄岩的熔解温度(Sobolev et al. ,

2007) 随着硅饱和的榴辉岩进入地幔后被加热,榴辉岩发生熔融并与上覆地幔橄榄岩发生大规模交代作用,最终形成了交代富集的岩石圈地幔;在 130~110 Ma 随着拆沉的继续(Li *et al.* 2002),交代富集的岩石圈地幔在拉张构造背景下得到减压并发生部分熔融,形成的幔源岩浆底侵加热下地壳,诱发下地壳物质发生部分熔融形成新的岩浆,新的岩浆沿构造脆弱带在上升侵位的过程中发生了分异结晶,最后在造山带的有利位置形成了高钾钙碱性 I 型花岗岩。

5 结论

(1) 研究区二长花岗岩成岩年龄为 (126.6 ± 3.8) Ma,为苏鲁造山带燕山期早白垩世岩浆活动的产物。属高 K 钙碱性高分异 I 型花岗岩,可能来自于源区残留相为麻粒岩相(斜长石+石榴子石+角闪石+辉石)的下地壳。成岩条件可能为 0.8~1.3 GPa,对应的深度为 35~45 km。在成岩过程中可能存在单斜辉石、斜长石、磷灰石、Ti-Fe 氧化物、角闪石和黑云母等矿物的分离结晶作用,岩浆结晶温度范围为 709~815 °C,均值为 793 °C。

(2) 结合区域地质构造演化,所研究的二长花岗岩形成于华北板块和扬子板块碰撞造山后的陆内岩石圈拉张、减薄的地球动力学背景,岩石圈拆沉和幔源岩浆底侵是导致拉张的两个主要动力机制。在成因上,由幔源岩浆底侵加热下地壳物质部分熔融产生的长英质岩浆经分离结晶作用形成。

参考文献(References):

Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb . *Chemical Geology*, 192(1-2): 59-79

Barth M G, McDonough W F, Rudnick R L. 2000. Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. *Chemical Geology*, 165(3-4): 197-213

Bonin B. 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97(1-2): 1-29

Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, Liu X M, Liu Y S, Xu W L, Ling W L, Ayers J, Wang X C, Wang Q H. 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, 432(7019): 892-897

Guo F, Fan W M, Wang Y J, Lin G. 2001. Late Mesozoic mafic intrusive complexes in North China Block: constraints on the nature of subcontinental lithospheric mantle. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 26(9-10): 759-771

Harris N B W, Pearce J A, Tindle A G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward MP, Reis AC (eds.). *Collision tectonics*. Geological Society of London, Special

Publication 19: 67-71.

Hou M L, Jiang Y H, Jiang S Y, Ling H F, Zhao K D. 2007. Contrasting origins of late Mesozoic adakitic granitoids from the northwestern Jiaodong Peninsula, east China: implications for crustal thickening to delamination. *Geological Magazine*, 144(4): 619-631

Huang J, Zheng Y F, Zhao Z F, Wu Y B, Zhou J B, Liu X M. 2006. Liu X M. Melting of subducted continent: Element and isotopic evidence for a genetic relationship between Neoproterozoic and Mesozoic granitoids in the Sulu orogen. *Chemical Geology*, 229(4): 227-256

Jahn B M. 1999. Sm-Nd isotope tracer study of UHP metamorphic rocks: Implications for continental subduction and collisional tectonics. *International Geology Review*, 41(10): 859-885

Levander A, Niu F L, Lee C T A, Cheng X. 2006. Imaging the continental lithosphere. *Tectonophysics*, 416(1-4): 167-185

Li S G, Huang F, Li H. 2002. Post-collisional lithosphere delamination of the Dabie-Sulu orogen. *Chinese Science Bulletin*, 47(3): 259-263

Liu F L, Xu Z Q, Xue H M. 2004. Tracing the protolith, UHP metamorphism, and exhumation ages of orthogneiss from the SW Sulu terrane (eastern China): SHRIMP U-Pb dating of mineral inclusion-bearing zircons. *Lithos*, 78(4): 411-429

Liu S, Hu R Z, Gao S, Feng C X, Qi Y Q, Wang T, Feng G Y, Coulson I M. 2008. U-Pb zircon age, geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints on age and origin of alkaline intrusions and associated mafic dikes from Sulu orogenic belt, Eastern China. *Lithos*, 106(3-4): 365-379

Liu S, Hu R Z, Gao S, Feng C X, Yu B B, Feng G Y, Qi Y Q, Wang T, Coulson I M. 2009. Petrogenesis of Late Mesozoic mafic dykes in the Jiaodong Peninsula, eastern North China Craton and implications for the foundering of lower crust. *Lithos*, 113(3-4): 621-639

Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, Gao C G, Gao S, Xu J, Chen H H. 2010. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 55(15): 1535-1546

Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological society of American Bulletin*, 101(5): 635-643

Pearce J. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4): 120-125

Peccerillo A, Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63-81

Rollinson H R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. London: Routledge

Sobolev A V, Hofmann A W, Kuzmin D V, Yaxley G M, Arndt N T, Chung S L, Danyushevsky L V, Elliott T, Frey F A, Garcia M O, Gurenko A A, Kamenetsky V S, Kerr A C, Krivolutskaia N A, Matvienkov V V, Nikogosian I K, Rocholl A, Rocholl I A, Sushchevskaya N M, Teklay M. 2007. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science*, 316: 412-417

Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society London Special Publications* 42(1): 313-345

Wallis S, Enami M, Banno S. 1999. The Sulu UHP Terrane: A review of

- the petrology and structural geology. *International Geology Review*, 41(10): 906-920
- Wu F Y, Lin J Q, Wilde S A, Zhang X O, Yang J H. 2005. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China. *Earth and Planetary Science Letters*, 233(1-2): 103-119
- Xiao L, Clemens J D. 2007. Origin of potassic (C-type) adakite magmas: Experimental and field constraints. *Lithos*, 95(3-4): 399-414
- Xu H J, Ma C Q, Ye K. 2007. Early cretaceous granitoids and their implications for the collapse of the Dabie orogen, eastern China: SHRIMP zircon U-Pb dating and geochemistry. *Chemical Geology*, 240(3-4): 238-259
- Xu Y G, Huang X L, Ma J L, Wang Y B, Iizuka Y, Xu J F, Wang Q, Wu X Y. 2004a. Crust-mantle interaction during the tectono-thermal reactivation of the North China Craton: constraints from SHRIMP zircon U-Pb chronology and geochemistry of Mesozoic plutons from western Shandong. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147(6): 750-767
- Xu Y G, Ma J L, Huang X L, Iizuka Y, Chung S L, Wang Y B, Wu X Y. 2004b. Early Cretaceous gabbroic complex from Yanan, Shandong Province: Petrogenesis and mantle domains beneath the North China Craton. *International Journal of Earth Sciences*, 93(6): 1025-1041
- Yang C H, Xu W L, Yang D B, Wang W, Wang W D, Liu J M. 2008. Petrogenesis of Shangyu gabbro-diorites in western Shandong: Geochronological and geochemical evidence. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 51(4): 481-492
- Yang D B, Xu W L, Pei F P, Yang C H, Wang Q H. 2012a. Spatial extent of the influence of the deeply subducted South China Block on the southeastern North China Block: Constraints from Sr-Nd-Pb isotopes in Mesozoic mafic igneous rocks. *Lithos*, 136-139: 246-260
- Yang J H, Chung S L, Wilde S A, Wu F Y, Chu M F, Lo C H, Fan H R. 2005a. Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: geochronological, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence. *Chemical Geology*, 214(1-2): 99-125
- Yang J H, Wu F Y, Chung S L, Wilde S A, Chu M F, Lo C, Song B. 2005b. Petrogenesis of Early Cretaceous intrusions in the Sulu ultrahigh-pressure orogenic belt, east China and their relationship to lithospheric thinning. *Chemical Geology*, 222(3-4): 200-231
- Yang K F, Fan H R, Santosh M, Hu F F, Wilde S A, Lan T G, Lu L N, Liu Y S. 2012d. Reactivation of the Archean lower crust: Implications for zircon geochronology, elemental and Sr-Nd-Hf isotopic geochemistry of late Mesozoic granitoids from northwestern Jiaodong Terrane, the North China Craton. *Lithos*, 146-147: 112-127
- Yang Q L, Zhao Z F, Zheng Y F. 2012b. Modification of subcontinental lithospheric mantle above continental subduction zone: Constraints from geochemistry of Mesozoic gabbroic rocks in southeastern North China. *Lithos*, 146-147: 164-182
- Yang Q L, Zhao Z F, Zheng Y F. 2012c. Slab-mantle interaction in continental subduction channel: Geochemical evidence from Mesozoic gabbroic intrusives in southeastern North China. *Lithos*, 155: 442-460
- Yuan H L, Gao S, Liu X M, Li H M, Günther D, Wu F Y. 2004. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28(3): 353-370
- Zhang H F, Sun M, Zhou X H, Fan W M, Zhai M G, Yin J F. 2002. Mesozoic lithosphere destruction beneath the North China Craton: evidence from major-, trace-element and Sr-Nd-Pb isotope studies of Fangcheng basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(2): 241-254
- Zhang X O, Cawood P A, Wilde S A, Liu R Q, Song H L, Li W, Snee L W. 2003. Geology and timing of mineralization at the Cangshang gold deposit, north-western Jiaodong Peninsula, China. *Mineralium Deposita*, 38(2): 141-153
- Zheng Y F, Fu B, Gong B, Li L. 2003. Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogen in China: implications for geodynamics and fluid regime. *Earth - Science Reviews*, 62(1-2): 105-161
- Zheng Y F, Wang Z R, Li S G, Zhao Z F. 2002. Oxygen isotope equilibrium between eclogite minerals and its constraints on mineral Sm-Nd chronometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(4): 625-634
- 高天山, 陈江峰, 谢智, 闫峻, 钱卉. 2004. 苏鲁超高压变质带中三叠纪石岛杂岩体的地球化学研究. *岩石学报*, 20(5): 36-49
- 郭敬辉, 陈福坤, 张晓曼, Sieblew Z, 翟明国. 2005. 苏鲁超高压带北部中生代岩浆侵入活动与同碰撞-碰撞后构造过程: 锆石 U-Pb 年代学. *岩石学报*, 21(4): 1281-1301
- 胡芳芳, 范宏瑞, 杨进辉, 翟明国, 金成伟, 谢烈文, 杨岳衡. 2005. 胶东文登长山南花岗闪长岩体的岩浆混合成因: 闪长质包体及寄主岩石的地球化学、Sr-Nd 同位素和锆石 Hf 同位素证据. *岩石学报*, 21(3): 569-586
- 黄洁, 郑永飞, 吴元保, 赵子福. 2005. 苏鲁造山带五莲地区岩浆岩元素和同位素地球化学研究. *岩石学报*, 21(3): 545-568
- 李洪奎, 李大鹏, 耿科, 郭宝奎, 崔传源, 梁太涛. 2017. 胶东地区燕山期岩浆活动及其构造环境: 来自单颗锆石 SHRIMP 年代学的记录. *地质学报*, 91(1): 163-179
- 李锦轶, 高立明, 孙桂华, 李亚萍, 王彦斌. 2007. 内蒙古东部双井子中三叠世同碰撞壳源花岗岩的确定及其对西伯利亚与中朝古板块碰撞时限的约束. *岩石学报*, 23(3): 565-582
- 刘新秒. 2000. 后碰撞岩浆岩的大地构造环境及特征. *前寒武纪研究进展*, 23(2): 121-127
- 孟繁聪, 史仁灯, 李天福, 刘福来, 许志琴. 2006. 南苏鲁晚中生代花岗岩的形成年龄及源区. *地质学报*, 80(12): 1867-1876
- 裴福萍, 许文良, 王清海, 王冬艳, 林景仟. 2004. 鲁西费县中生代玄武岩及幔源捕虏晶的矿物化学: 对岩石圈地幔性质的制约. *高校地质学报*, 10(1): 88-97
- 邱检生, 肖娥, 胡建, 徐夕生, 蒋少涌, 李真. 2008. 福建北东沿海高分异 I 型花岗岩的成因: Hf 同位素制约年代学地球化学和 Nd. *岩石学报*, 24(11): 2469-2482
- 孙德有, 吴福元, 张艳斌, 高山. 2004. 西拉木伦河-长春-延吉板块缝合带的最后闭合时间: 来自吉林大玉山花岗岩体的证据. *吉林大学学报(地球科学版)*, 34(2): 174-181
- 索书田, 钟增球, 张宏飞, 周汉文, 游振东. 2001. 桐柏山高压变质带及其区域构造型式. *中国地质大学学报*, 26(6): 551-559
- 王涛, 刘燊, 胡瑞忠, 冯彩霞, 齐有强, 冯光英, 王长华. 2009. 苏鲁造山带 A 型花岗岩的元素地球化学及其成因. *吉林大学学报(地球科学版)*, (4): 676-688

- 王涛, 刘燊, 胡瑞忠, 冯彩霞, 齐有强, 冯光英, 杨毓红. 2010. 苏鲁造山带碱性岩的成因研究: 主微量元素地球化学证据. 矿物学报, 30(2): 194-206
- 王焰, 张旗, 钱青. 2000. 埃达克岩(Adakite)的地球化学特征及其构造意义. 地质科学, 35(2): 251-256
- 吴福元, Ilde S W, 孙德有. 2001. 佳木斯地块片麻状花岗岩的锆石离子探针 U-Pb 年龄. 岩石学报, 17(3): 443-452
- 吴元保, 郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约. 科学通报, 49(16): 1589-1604
- 肖娥, 邱检生, 徐夕生, 蒋少涌, 胡建. 2007. 浙江瑶坑碱性花岗岩体的年代学、地球化学及其成因与构造指示意义. 岩石学报, 23(6): 1431-1440
- 徐义刚, 巫祥阳, 罗震宇, 马金龙, 黄小龙, 谢烈文. 2007. 山东中侏罗世-早白垩世侵入岩的锆石 Hf 同位素组成及其意义. 岩石学报, 23(2): 307-316
- 杨进辉, 朱美妃, 刘伟, 翟明国. 2003. 胶东地区郭家岭花岗岩闪长岩的地球化学特征及成因. 岩石学报, 19(4): 692-700
- 张国伟, 董云鹏, 赖绍聪, 郭安林, 孟庆任, 刘少峰, 程顺有, 姚安平, 张宗清, 裴先治, 李三忠. 2003. 秦岭-大别造山带南缘勉略构造带与勉略缝合带. 中国科学(D 辑), 33(12): 1121-1135
- 张国伟, 孟庆任, 刘少峰, 姚安平. 1997. 华北地块南部巨型陆内俯冲带与秦岭造山带岩石圈现今三维结构. 高校地质学报, 3(2): 2-9
- 张华锋, 翟明国, 何中甫, 彭澎, 许保良. 2004. 胶东昆崙山杂岩中高锆花岗岩地球化学成因及其意义. 岩石学报, 20(3): 369-380
- 张辉, 戴朝成, 闫秋实, 王新亮, 时国, 陈文文, 胡志成. 2015. 内蒙古大桦背 I 型花岗岩地球化学特征及其成因意义. 地质与资源, 24(1): 12-19, 69
- 张旗, 王焰, 李承东, 王元龙, 金惟俊, 贾秀勤. 2006. 花岗岩的 Sr-Yb 分类及其地质意义. 岩石学报, 22(9): 2249-2269
- 张岳桥, 赵越, 董树文, 杨农. 2004. 中国东部及邻区早白垩世裂陷盆地构造演化阶段. 地质前缘, 11(3): 123-133
- 张泽明, 许志琴, 徐惠芬. 1999. 南苏鲁超高压变质带东海 ZK703 钻孔榴辉岩的变质作用. 地质学报, 73(4): 322-333
- 郑永飞, 陈福坤, 龚冰, 赵子福. 2003. 大别-苏鲁造山带超高压变质岩原岩性质: 锆石氧同位素和 U-Pb 年龄证据. 郑永飞. 科学通报, 48(2): 110-119
- 周建波, 郑永飞, 赵子福. 2003. 山东五莲中生代岩浆岩的锆石 U-Pb 年龄. 高校地质学报, 9(2): 185-194
- 朱弟成, 莫宣学, 王立全, 赵志丹, 牛耀岭, 周长勇, 杨岳衡. 2009. 西藏冈底斯东部察隅高分异 I 型花岗岩的成因: 锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素约束. 中国科学 D 辑: 地球科学, 39(7): 833-848
- 朱赖民, 张国伟, 李犇, 郭波. 2008. 秦岭造山带重大地质事件、矿床类型和成矿大陆动力学背景. 矿物岩石地球化学通报, 27(4): 384-390
- 朱勤文, 路凤香, 谢意红, 郑建平. 1997. 大陆边缘扩张型活动带火山岩组合: 松辽盆地周边中生代火山岩研究. 岩石学报, 13(4): 102-106

(本文责任编辑: 刘莹; 英文审校: 张兴春)