主办单位

中国科学院地质与地球物理研究所
浙江大学
岩石圈演化国家重点实验室

发起单位

国家自然科学基金委员会；中国科学院；中国地质科学院；浙江省地质勘查局；中国地质学会；中国矿物岩石地球化学学会；浙江省地质学会；国际岩石圈计划中国全国委员会

中国地质科学院地质研究所、矿产资源研究所、地质力学研究所；天津地质矿产研究所、南京地质矿产研究所、西安地质矿产研究所、宜昌地质矿产研究所；中国科学院地球化学研究所、广州地球化学研究所、青藏高原研究所、地球环境研究所、研究生院；中国地震局地质研究所；北京大学；南京大学；中国地质大学（武汉）；中国地质大学（北京）；中国科学技术大学；西北大学；吉林大学；中山大学；兰州大学；同济大学；长安大学；成都理工大学；中国石油大学；中国海洋大学；香港大学

地质过程与矿产资源国家重点实验室；内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室；中国科学院矿产资源重点实验室；国土资源部大陆动力学重点实验室；中国地质科学院地壳变形地表过程实验室；国家自然科学基金委员会“俯冲碰撞造山的岩石学过程”创新群体

973“大陆深俯冲作用”项目；973“大陆板块会聚边界的地幔动力学与现代地壳作用”项目；973“中国西部中亚型造山与成矿”项目；973“印度与亚洲大陆主碰撞带成矿作用”项目

编辑：吴福元　范宏瑞　陈福坤
封面相片：董树文

二〇〇五年全国岩石学与地球动力学研讨会 论文摘要

2005年全国岩石学与地球动力学研讨会

论文摘要

2005年11月14－20日

浙江·杭州

Petrology and Geodynamics

2005 年全国岩石学与地球动力学研讨会

论文摘要

2005 年 11 月 14－20 日

浙江 杭州

会议感谢以下赞助单位

浙江大学、岩石圈演化国家重点实验室、国际岩石圈计划中国全国委员会、国家自然科学基金委员会“俯冲碰撞造山的岩石学过程”创新群体、中国矿物岩石地球化学学会、973“中国西部中亚型造山与成矿”项目、973“大陆板块会聚边界的地幔动力学与现代地壳作用”项目、地质过程与矿产资源国家重点实验室、中国科学院矿产资源重点实验室、中国科学院青藏高原研究所、973“大陆深俯冲作用”项目、973“中国西部中亚型造山与成矿”项目、中国科学院地质与地球物理研究所、中国科学院地球化学研究所、中国科学院广州地球化学研究所、中国科学院地球环境研究所、中国科学院研究生院、中国地质科学院、中国地质学会、中国地质科学院地质研究所、中国地质科学院矿产资源研究所、中国地质科学院地质力学研究所、中国地质大学(北京)、西北大学、吉林大学、中国地质大学(武汉)、北京大学、长安大学、中山大学、南京大学、中国地质科学院宜昌地质矿产研究所、中国地质科学院天津地质矿产研究所

主办单位

中国科学院地质与地球物理研究所
浙江大学
岩石圈演化国家重点实验室

发起单位

国家自然科学基金委员会；中国科学院；中国地质科学院；浙江省地质勘查局；中国地质学会；中国矿物岩石地球化学学会；浙江省地质学会；国际岩石圈计划中国全国委员会

中国地质科学院地质研究所、矿产资源研究所、地质力学研究所；天津地质矿产研究所、南京地质矿产研究所、西安地质矿产研究所、宜昌地质矿产研究所；中国科学院地球化学研究所、广州地球化学研究所、青藏高原研究所、地球环境研究所、研究生院；中国地震局地质研究所；北京大学；南京大学；中国地质大学(武汉)；中国地质大学(北京)；中国科学技术大学；西北大学；吉林大学；中山大学；兰州大学；同济大学；长安大学；成都理工大学；中国石油大学；中国海洋大学；香港大学

地质过程与矿产资源国家重点实验室；内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室；中国科学院矿产资源重点实验室；国土资源部大陆动力学重点实验室；中国地质科学院地壳变形地表过程实验室；国家自然科学基金委“俯冲碰撞造山的岩石学过程”创新群体

973“大陆深俯冲作用”项目；973“大陆板块会聚边界的地幔动力学与现代地壳作用”项目；973“中国西部中亚型造山与成矿”项目；973“印度与亚洲大陆主碰撞带成矿作用”项目

会议指导委员会

主　任：孙枢、沈其韩

成　员（按姓氏笔画）：马宗晋、马福臣、王弭力、王德滋、邓晋福、石耀霖、卢良兆、叶大年、朱日祥、江博明、任纪舜、许志琴、陈毓川、张本仁、张国伟、李廷栋、李曙光、肖序常、杨宏儀、钟大赉、周新民、欧阳自远、金振民、徐世浙、夏林圻、莫宣学、钱祥麟、傅家谟、游振东、常印佛、裴荣富、翟裕生、滕吉文、戴金星

会议学术委员会

主　任：刘嘉麒

副主任：吴福元、杨树锋

成　员 (按姓氏笔画)：马昌前、马鸿文、王清晨、毛建仁、叶　凯、刘丛强、刘　良、刘景波、刘树文、孙　敏、朱祥坤、许文良、张宏福、李献华、杨建军、杨经绥、陆松年、周新华、林锦荣、郑永飞、锺孫霖、钟增球、徐义刚、徐夕生、高　山、高　俊、郭正堂、鲁安怀、赖绍聪、裴先治、樊祺诚

会议组织委员会

主　任：翟明国

副主任：陈汉林、范蔚茗、柴育成、王京彬、侯增谦、郭敬辉

成　员 (按姓氏笔画)：于海峰、王　剑、龙长兴、孙　勇、吴才来、张立飞、张泽明、杜杨松、肖文交、沈晓华、陈　俊、陈能松、周少平、周永章、罗照华、金　巍、姚玉鹏、侯泉林、胡瑞忠、耿元生、夏　斌、徐夕生、郭进义、董传万、董树文、魏春景

秘书长：范宏瑞、陈汉林

会议秘书处及联系方式

秘书长：范宏瑞、陈汉林

成　员：国连杰、董传万、陈福坤、杨进辉、厉子龙、英基丰、程晓敢

通讯地址：北京市德外北土城西路 19 号　中国科学院地质与地球物理研究所 2005 年全国岩石学与地球动力学研讨会　秘书处

邮　编：100029

电　话：北京 (010) 62008088，62008018，62007428，62007900，62007821
杭州 (0571) 87952791

传　真：(010) 62010846

E-mail：**petrology2005@mail.iggcas.ac.cn**

网　址：**http://www.iggcas.ac.cn/xwlist.asp?column_cat_id=246**

论文摘要目录

大会报告

1 许志琴　中国中央巨型超高压变质带和中国南北板块会聚

2 肖序常　试论青藏高原陆-陆碰撞造山模式－来自地球物理探测和岩石学探针的某些信息

3 任纪舜　东亚的三大构造域与全球动力体系

4 张国伟等　中国大陆贺兰－川滇南北构造带与青藏高原东部边界关系与动力学

7 李曙光等　大别造山带俯冲陆壳的挤离与脱耦及其地球动力学意义

专题 1-大洋岩石圈与蛇绿岩 (杨经绥、高俊)

9 倪志耀等　冀北赤城红旗营子群中的退变榴辉岩与变质橄榄岩组合：一种高度肢解的蛇绿岩残片？

11 许德如等　Metamorphic evolution of the Tunchang area metabasites in the East-central Hainan Island, China

13 夏　斌等　雅鲁藏布东段蛇绿岩成因及其构造意义

15 王保弟等　班－怒缝合带改则地区蛇绿岩及构造演化的初步研究－以洞错和拉果错蛇绿岩为例

16 史仁灯等　西藏班公湖 MOR 型和 SSZ 型蛇绿岩及大地构造意义

19 支霞臣等　藏北新特提斯东巧蛇绿岩 Re-Os 同位素和微量元素地球化学

20 张海祥等　新疆北部库尔提蛇绿岩中斜长花岗岩的成因探讨

22 苏　犁等　东秦岭松树沟纯橄岩体(蛇绿岩?)成因及构造意义

23 郭安林等　青海省共和盆地周缘晚古生镁铁质火山岩地球化学及空间分布特征：秦－祁－昆造山带衔接转换关系的启示

24 郭召杰等　新甘交界红柳河蛇绿岩中伸展构造与古洋盆演化过程

26 张志诚等　阿尔金山北缘蛇绿混杂岩的SHRIMP锆石U-Pb年龄及其地球化学特征 28 曾建元等　北祁连造山带之东草河蛇绿岩的岩石学、地球化学、U-Pb 定年与其地体构造的意义

29 杨经绥等　北阿尔金--北祁连的早古生代俯冲增生杂岩带和板块构造体系

31 龙灵利等　南天山库勒湖蛇绿岩地球化学特征及其年龄

32 苗来成等　内蒙古贺根山蛇绿岩地球化学和年代学及其意义

专题 2-壳幔相互作用与岩石圈演化 (高山、张宏福)

33 李曙光等　下地壳对华北克拉通及大别造山带中生代镁铁质岩浆岩地幔源区的贡献

35 周新华等　显生宙中国东部岩石圈动力学过程间的可能联系－化学地球动力学分析

36 路凤香等　陆内造山带地壳与弱化岩石圈地幔的相互作用—以燕山为例

37 许文良等　华北克拉通东部中生代高 Mg 闪长岩—对岩石圈减薄机制和壳幔相互作用方式的制约

38 孙卫东　元素在板块俯冲过程中的活动性

39 邵济安等　辽西义县组玄武岩捕虏晶的发现及其意义

40 郑建平等　古生代、中生代和新生代岩石圈地幔橄榄岩：对中国东部岩石圈演化的制约

41 徐夕生等　中国东南部晚中生代－新生代玄武岩与壳幔作用

42 张宏福等　橄榄岩-熔体的相互作用：岩石圈地幔组成转变的重要方式

43 朱　光等　郯庐断裂带的伸展活动时间与岩石圈减薄

44 孟繁聪等　中国东部山东半岛晚白垩世地幔的变化—胶莱盆地诸城玄武岩和胶州玄武岩的对比

45 刘勇胜等　Geochemistry of eclogites from the Chinese Continental Scientific Drill (0-680m): insights into compositional stratification of the lower crust associated with basaltic underplating

46 赖绍聪　可可西里新生代火山岩中的麻粒岩捕虏体及其地质意义

49 姜　能　张-宣地区与汉诺坝橄榄辉石岩包体锆石年龄对应的三期岩浆活动

50 赖　勇等　地幔岩包体中的惰性气体和 Sr,Nd 同位素的特征: 以五大连池和雷州半岛为例

51 汪　洋等　燕山带早白垩世早期地壳厚度、古地形高度、构造背景与带羽毛恐龙、原始鸟类的形成—来自东狼沟组和义县组火山岩的信息

54 张　宏等　冀北－辽西地区中生代火山岩地层的年代学格架及讨论

57 李超文等　华北克拉通东北部晚中生代火山岩元素-同位素特征及其 Ar-Ar 年代学研究

58 杨进辉等　燕山陆内造山带隆升的起始时间：北京西山中生代沉积岩中锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素证据

60 丘志力等　中国东部与新生代玄武岩有关锆石巨晶的Hf同位素研究

63 张吉衡等　大兴安岭中生代火山岩的时代

64 高　山等　华北克拉通下地壳再循环的长期性和动力学机制

65 张文慧等　内蒙古集宁新生代玄武岩的 K-Ar 年代学和地球化学及其深部动力学意义

66 汪　洋等　北京西山早侏罗世中基性岩地球化学及其地质意义

70 朱秋红等　台湾东北外海龟山岛高镁安山岩的岩浆成因

71 张保民等　幔源来客—包体中和巨晶矿物辉石的结构 OH 红外光谱

72 池顺良　“地幔分异”与大陆根的成因

73 袁洪林等　*In situ* Pb isotope analysis of glass and feldspar by LA-MC-ICPMS

74 丘志力等　我国东部新生代玄武岩中锆石巨晶的主量和微量元素：成因及壳幔作用

76 付善明等　甘肃黑石山埃达克岩金矿床成矿模式与地球动力学意义

77 王元龙等　斑岩型矿床的快速评价方法

79 纪伟强等　黑龙江省东部绥芬河组火山岩的年代学与地球化学

80 刘　庆等　碧溪岭（超）镁铁岩的铂族元素特征

81 贾秀勤等　塔里木石油钻井的中子活化研究

83 魏　喜等　海外河油田自生沸石的发现、成因和意义

专题 3-板内岩浆作用与地幔柱 (徐义刚、范蔚茗)

86 夏林圻等　天山石炭纪—早二叠世大火成岩省裂谷火山作用与地幔柱

87 杨树锋等　塔里木盆地早－中二叠世岩浆作用过程及地球动力学意义

88 罗震宇等　攀西猫猫沟霞石正长岩体研究：与峨眉山大火成岩省的成因联系

89 徐义刚等 峨眉山地幔柱活动的地质学、地球化学和地球物理学证据

91 鄢全树等 地球两大动力系统的联系纽带：地幔柱热点与洋脊的相互作用

93 高金耀等 中、西太平洋海山构造的地幔柱成因特点研究

96 李文渊等 祁连-龙首山元古宙大火成岩省:金川超大型岩浆 Cu-Ni-PGE 矿床形成解释

99 张成立等 南秦岭紫阳－岚皋地区基性脉岩类的锆石 U－Pb 年龄及其物源的 Sr、Nd、Pb 同位素示踪研究

100 洪吉安等 扬子北缘Marinoan期橄长岩岩墙群及其意义

101 莫宣学 青藏高原后碰撞火山岩：对高原岩石圈地幔不均一性及横向软流圈地幔流的暗示

102 杨 蔚等 辽西地区中生代火山岩年代学和地球化学：对华北岩石圈减薄机制的制约

105 王岳军等 太行山南段早白垩世高镁辉长岩年代学、元素Sr-Nd-Pb同位素组成及对华北岩石圈古俯冲作用的指示

106 张连昌等 大兴安岭北段与蒙古东北部晚中生代火山岩对比研究

108 裴福萍等 松辽盆地南部中生代火山岩的形成时代及其对盆地基底性质的制约

109 郭正府等 超大规模火山(Supervocanoes)喷发及其对环境的影响—以中国东部中生代火山活动为例

110 喻学惠等 甘肃西秦岭中、新生代火山作用及深部动力学背景初探

111 王庆权等 世界上最年轻的空气中喷发Lamproite火山：我国东北的马鞍山

113 张辉煌等 伊通-大屯地区玄武岩地球化学特征和岩石圈演化

114 张贵山 闽西新生代碱性超基性岩地球化学特征

115 陈 凌等 Ling Chen Crustal and Upper Mantle Structural image beneath the Tanlu Fault Zone, Northeastern China: Constructed from Wave Equation Based Receiver Function Migration

116 李士彬等 甘肃金川II号岩体的岩相学特征及成因初探

119 郭 璇等 贝加尔裂谷带中1886年喷发的玄武岩地球化学研究

122 宋谢炎等 峨眉火成岩省岩浆矿床的岩浆通道成矿特点

124 高绍凯等 金云母中alpha反冲径迹的退火行为

127 武 广等 大兴安岭北部中生代火山岩地球化学特征及40Ar/39Ar年代学研究

专题4-花岗岩成因与地壳增生 (徐夕生、马昌前、吴福元)

131 张 旗等 华北和华南中生代高Sr低Yb和低Sr高Yb型花岗岩的对比及其地质意义

132 朱金初等 南岭西段花山—姑婆山A1型花岗质杂岩带

134 付建明等 华南内陆燕山早期幔源岩浆的底侵作用与花岗岩的成因

136 谢才富等 海南岛早二叠世钾玄质侵入岩-强过铝花岗岩岩石组合的厘定及其地球动力学意义

137 彭松柏等 云开造山带加里东期基性侵入岩的地球化学特征及成因意义

138 马昌前等 大别山晚中生代岩浆大爆发：岩浆底侵和内侵的作用

140 华仁民 论陆壳重熔型花岗岩类成岩和相关的成矿之间的差异

142 杨德彬等 蚌埠隆起五河杂岩及花岗质岩石的时代及地质意义：锆石SHRIMP和LA-ICP MS U-Pb定年证据

144 续海金等 大别山晚中生代岩浆侵位序列对造山带垮塌的响应：野外接触关系、SHRIMP锆石U-Pb年代学和地球化学

147 夏希凡等 燕山西段侏罗-白垩纪侵入活动时间序列及其地质意义

149 郑永飞等 华南新元古代花岗岩锆石Hf和O同位素研究：裂谷岩浆作用与地壳生长

151 周金城等 江南造山带西段岩浆作用特性

152 钟玉芳等 江西九岭新元古代花岗岩的锆石Hf同位素与岩石成因

155 董传万等 浙江江山石英闪长岩体的锆石U—Pb年龄与岩石地球化学—江绍断裂带晚元古代火成岩组合与成因

157 邱检生等 浙闽沿海晚中生代二类A型花岗岩：地球化学对比及岩石成因探讨

160 胡 建等 广东龙窝和白石冈岩体锆石U-Pb年代学、黑云母矿物化学及其成岩指示意义

162 姬广义等 早白垩世中期（125 Ma）燕山地壳快速减薄—来自北京薛家石梁岩浆杂岩体的证据

164 王晓霞等 秦岭中生代花岗岩环斑结构的岩浆混合成因

166 罗照华等 塔里木南北缘新生代火山活动与构造环境关系分析

170 许荣科等 欧亚大陆与印度大陆碰撞过程中的三次壳幔岩浆混合作用与青藏高原西构造结地壳增厚

171 肖 龙等 大别山天堂寨富钾埃达克岩的熔融实验研究

173 柯 珊等 喀喇昆仑苦子干新生代碱性正长岩体地球化学特征

175 曾令森等 Downward return flow of supracrustal rocks associated with the emplacement of large granitic batholiths: Implications for the origin of enriched components in granotoids

176 沈敢富 鹅髓岩、香花岭岩与翁冈岩的比较研究

180 程瑞玉等 黑龙江省东部饶河杂岩的就位时代与东北东部中生代构造演化

181 杨合群等 富钨锡花岗岩成因讨论

183 姬广义等 山海关后石湖山碱性花岗岩构造背景：后造山还是非造山

185 彭松柏等 云开造山带麻粒岩相变质、深熔作用成因、时代及构造背景

187 沈敢富 从鹅髓岩、香花岭岩与翁冈岩的比较研究说开去

193 童 英等 阿尔泰南东塔克什肯口岸后造山A型花岗岩的形成时代、成因及地壳垂向生长意义

194 王 涛等 中国阿尔泰造山带花岗岩Sr－Nd同位素特征及地壳生长意义

195 彭卓伦等 暗色微粒包体的地质特征及成因讨论

专题5-高压-超高压变质与大陆深俯冲(纪念从柏林先生) (叶凯、刘福来、刘良)

197 郭敬辉 973项目“大陆深俯冲作用”研究进展

198 叶 凯等 大陆深俯冲引发的熔流体活动和壳幔相互作用－岩石学机制和过程

199 徐树桐等 大别山DJS蛇纹岩体中的天然碳硅石

202 刘 良等 变质沉积物中斯石英存在的显微结构证据：陆壳深俯冲/抬升>300Km

203 陈道公 大别－苏鲁造山带变质岩锆石U-Pb年龄、化学组成和氧同位素基本特征

205 张立飞等 柴北缘超高压变质带：由洋壳俯冲到陆壳俯冲

206 张贵宾等 柴北缘超高压变质带沙柳河蛇绿岩型地幔橄榄岩及其意义

207 张建新等　北祁连和北阿尔金含硬柱石榴辉岩质变基性岩：冷洋壳俯冲作用的证据

210 刘景波等　大别山榴辉岩带片麻岩的锆石拉曼光谱研究

211 孟大维　大别山超高压变质矿物中TiO_2的多形性—HRTEM研究

214 陈　意等　北大别黄土岭麻粒岩变质演化及其对大别造山带构造演化进程的指示意义

216 郑永飞等　大别-苏鲁造山带浅变质岩：大陆板块俯冲过程中形成的被动边缘变形加积楔

218 郭素淑等　华北陆块南缘长英质华南俯冲陆壳的构造板底垫托：荆山花岗岩的锆石年代学，地球化学及矿物包裹体证据

220 刘贻灿等　北大别片麻岩中锆石的多期变质增生及其微量元素特征

221 李秋立等　超低本底化学流程和单颗粒云母Rb-Sr等时线定年

222 杨经绥等　Drilling on ultrahigh-pressure metamorphic terranes: Tracing orogenic process and plateau uplift

225 游振东等　中国东海大陆科学钻主孔正片麻岩的成因刍议

227 刘福来等　CCSD主孔岩心锆石中保存的超高压矿物包体及其记录的年代信息

229 张泽明等　苏鲁造山带起高压变质作用及其P-T-t轨迹

230 赵子福等　苏鲁造山带超高压榴辉岩-片麻岩原岩性质与元素活动性研究

232 许志琴等　青藏高原北部早古生代地体拼合、碰撞造山及超高压变质带产出的条件

233 李三忠等　大别山-苏鲁造山带中的褶皱－逆冲构造及其构造演化

234 洪吉安　从绿帘角闪岩到超高压榴辉岩的前进变质作用

236 盛英明等　大别山超高压榴辉岩中的水

237 王惠初等　柴北缘高压变质泥砂质岩石中石榴石的地球化学特点及其岩石成因意义

239 夏群科等　大陆深俯冲过程中水的循环："名义上无水矿物"的信息

240 杨经绥等　地幔岩中的超高压矿物和异常矿物

241 李天福等　苏鲁超高压变质带的岩浆型超镁铁原岩：来自中国大陆科学钻探工程主孔的亏损氧同位素证据

242 陈振宇等　A preliminary Study on Geochemistry of Rutiles in Eclogite from Sulu UHPM Terrene

245 董　锋等　中国苏北大陆科学钻探100－2000m超高压变质岩普通Pb同位素地球化学—大陆深俯冲壳内挤离（detachment）的证据

246 姜　杨等　江苏东海青龙山榴辉岩块状样品920℃脱水部分熔融：局部熔融体系对熔体成分的影响

249 张斌辉等　榴辉岩退变质过程中的微量元素地球化学行为：对CCSD主孔退变质榴辉岩的研究

251 刘贻灿等　大别山下地壳岩石及其深俯冲

专题6-前寒武纪地质演化 (赵国春、万渝生、郭敬辉)

252 翟明国　新太古代全球克拉通事件与太古宙－元古宙分界的地质涵义

254 万渝生等　华北克拉通孔兹岩系形成时代及古元古代构造热事件：锆石SHRIMP U-Pb定年

255 耿元生等　冀东地区太古宙末期的岩浆事件及其地质意义

258 刘树文等　Th-U-Pb monazite geochronology of the Lüliang and Wutai Complexes: constraints on the tectonotherml evolution of the Trans-North China Orogen

259 赵国春等 Lithotectonic elements and geological events of the Hengshan-Wutai-Fuping belt: review and implications for the evolution of the Trans-North China Orogen

262 李三忠等 Deformation and Evolution of the Paleoproterozoic Liaohe Group in the Eastern Block of the North China Craton

263 张 健等 A Deformational Investigation of the Hengshan Complex: Implications for Structural and Tectonic Studies

265 夏小平等 Spot U-Pb and Hf isotope analyses of detrital zircons from the kondalites in the western block of the North China Craton

266 刘超辉等 山西芦芽山早元古代紫苏花岗岩的成因：地球化学和Nd同位素证据

268 何艳红等 陇山杂岩地球化学和年代学研究—华北地块西南缘太古代－早元古代记录

270 陆松年等 塔里木及邻区前寒武纪年代及构造演化

271 王仁民等 一块巨大的古洋壳残片在京北发现

272 柳小明等 扬子克拉通35亿年碎屑锆石的发现及其地质意义

273 张华锋等 华北克拉通2.2-2.1Ga热事件：与太古宙Kenorland超大陆裂解有关？

274 王岳军等 Geochemical, 40Ar/39Ar geochronological and Sr-Nd isotopic constraints on the origin of Paleoproterozoic mafic dikes from the southern Taihang Mountains and implications for the ca. 1800 Ma event of the North China Craton

276 田 伟等 中条山涑水杂岩中TTG系列岩石的锆石SHRIMP年代学和地球化学及其地质意义

278 李秋根等 中天山东段元古代花岗质片麻岩的地球化学特征、岩石成因及其构造背景

279 陈 亮等 内蒙固阳绿岩带中富Nb火山岩－埃达克质火山岩组合成因及其地质意义

280 程素华等 冀东遵化新太古代豆荚状铬铁矿铂族元素特征

282 刘晓春等 东南极埃默里冰架东缘石榴二辉麻粒岩的时代、P－T轨迹及其构造意义

283 任留东等 南极拉斯曼丘陵硼硅酸盐矿物的变质演化及其地质意义

286 仝来喜等 Prograde and Retrograde Metamorphism of the Ultrahigh Temperature (~1000 °C) Metapelites in the Rauer Group, East Antarctica

288 邹光富 西藏南部喜马拉雅地区前寒武纪变质地层的划分对比及特征

292 杜利林等 扬子地台西缘新元古代TTG特征花岗岩的厘定及其意义

294 郭英坤 行星演化—温差解体说

298 罗 彦等 A comparison of U-Pb and Hf isotopic composition of detrital zircons from the North and South Liaohe group: Constraints on the evolution of the Jiao-Liao-Ji Belt, NE China

299 仝来喜等 An Occurrence of Garnet-Clinopyroxene-Bearing Calcsilicate Granulite from the Larsemann Hills, East Antarctica: New Constraint on Peak P-T Conditions of the Early ~1100 Ma High-Grade Event

专题7-岩石物理化学 (魏春景、吴春明、杨建军)

301 张毅刚 地幔矿物弹性性质的分子动力学研究

302 孙 睿等 从量子力学从头计算法获得的分子间作用势能预测甲烷和二氧化碳水合物的相平衡条件

303 张志刚等 分子水平上研究极高温高压条件下地质流体的性质：H_2O-CO_2体系*PVTX*性质的计算机模拟

307 魏春景等 Kyanite- and andalusite-type metamorphic zones from the Altai orogen, Xinjiang, China

308 周喜文等 胶北地块高压与低压泥质麻粒岩的相平衡研究

310 吴春明等 适用于泥质变质岩石的GRIPS压力计

311 李旭平 SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-CaO-CO_2-H_2O-O_2 体系中异剥钙榴岩的相平衡关系

312 朱永峰等 UHP Marble and Eclogites in Sanqinge region of Sulu terrane: deeply recycled continental crust in the forbidden zone

314 杨建军等 Na_2O-CaO-K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O体系超高压榴辉岩和白片岩相关系计算

专题8-地质流体及其成岩成矿作用 (胡瑞忠、范宏瑞)

315 卢焕章 金矿床的流体包裹体研究

316 陈衍景 金成矿系统的主要类型、标志特征和构造环境

317 周永章等 古今富SiO_2热水流体活动与成矿：藏南Au-Sb-Cs成矿带的重要成矿方式

319 谢玉玲等 冈底斯斑岩铜矿带冲江铜矿含矿流体的形成和演化特征

322 王莉娟等 新疆准噶尔地区产于韧性剪切带中金矿床成矿流体及碳、硫、铅同位素

323 胡芳芳等 胶东乳山脉状金矿床成矿流体演化

324 沈 昆等 中国大陆科学钻探工程（CCSD）超高压岩石副矿物锆石中的流体包裹体研究

326 范宏瑞等 苏鲁造山带超高压变质岩的差异性折返：流体包裹体证据

327 熊贤明等 俯冲板片中微量元素的活动性：西天山榴辉岩相运输脉的制约

329 刘 斌 含挥发组分盐水包裹体的测定计算及其注意问题

330 王飞宇等 鄂尔多斯盆地北部烃类微渗漏相关的成岩作用和砂岩铀矿形成

331 徐九华等 阿尔泰山南缘高密度CO_2-CH_4流体的成矿作用初探

333 杨 威等 碳酸盐岩成岩相研究方法及其应用-以川东北飞仙关组鲕滩储层为例

专题9-青藏高原形成与演化 (侯增谦、王二七)

334 潘桂棠等 从新的地质资料看喜马拉雅-冈底斯带晚古生代-中生代构造演化

335 王二七 板块汇聚带中的造山和重力垮塌作用及其力学成因：以印度-欧亚、华南-华北以及太平洋-东亚汇聚演化为例

336 董国臣等 西藏冈底斯带幔源岩浆底侵作用及其意义

338 李皓扬等 南林子宗火山岩的年代学、地球化学和地体构造意义

339 温大任等 藏南岗底斯岩体的年代学、地球化学和地体构造意义

340 朱美妃等 青藏高原南部的中生代大地构造和地壳演化：锆石铀-铅与铪同位素制约

341 刘琦胜等 宁中白云母二长花岗岩的年龄及岩石地球化学特征

344 廖忠礼等 西藏曲珍过铝花岗岩地球化学特征及地球动力学意义

346 朱弟成等 Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic characteristics of the Permian Selong basalts and associated dolerites, south Tibet, and their genetic relationship with the Panjal Traps

347 葛肖虹等 青藏高原隆升与中国西部大陆构造的形成

350 姚伯初 南海岩石圈和软流层中的北西向速度结构及其构造意义

352 罗照华等 从板片断离到岩石圈拆沉—东昆仑碰撞造山过程的岩石学记录

354 李海兵等 青藏高原北缘阿尔金断裂的活动历史和运动特征

355 詹华明等 西昆仑赛图拉岩体的特征和成因

356 边千韬等 特提斯喜马拉雅中东段哲古错与斑岩砷金矿有关的岩石组合

358 李德威 大陆盆山地壳物质循环体系中的构造系统和岩石系统—以青藏高原为例

360 邵兆刚等 西藏阿里地区札达沉积盆地活动构造

363 朱大岗等 西藏阿里札达盆地上新世—早更新世河湖相地层中两个不整合面发现及其意义

366 孟宪刚等 西藏札达盆地早更新世香孜组沉积特征—对青藏高原第四系底界的约束

369 王国灿等 巴颜喀拉三叠纪浊积盆地与北部复合造山系的构造关系—岩石学、碎屑锆石U-Pb年代学与区域构造证据

370 方爱民等 藏南桑单林剖面中晚始新世放射虫化石的发现及其大地构造意义

372 陈建生 青藏高原巨型张性导水断裂构造对河西阿拉善及以北地区水循环的影响

374 赖兴运等 四川丹巴穹状变质地体

376 梁育瑄等 雅鲁藏布江流域之碎屑锆石U-Pb定年和Hf同位素组成研究

377 郭召杰等 天山北缘新生代前陆冲断构造定量分析：生长地层和磁性地层学证据

378 肖安成等 新生代阿尔金断裂带的活动对于柴达木盆地的制约作用

379 肖 龙等 青藏高原之下的印度板片是一个整体吗?

380 张志诚等 天山北缘中新生代盆地热历史演化的磷灰石裂变径迹和镜质体反射率证据

专题10-超大陆形成和裂解与化学地球动力学(纪念孙贤鈅先生) (郑永飞、李献华、张立飞)

382 李献华等 金川超镁铁岩体及铜镍硫化物矿床的时代、成因及其与~825 Ma华南地幔柱的关系

383 张立飞等 新疆阿克苏前寒武纪蓝片岩地体中辉长岩脉地球化学特征及其在Rodinia大陆重建中的地质意义

384 吴荣新等 皖南伏川基性-超基性岩锆石U-Pb定年以及元素和氧同位素地球化学研究

386 王孝磊等 湘西新元古代镁铁质岩的成因：地球化学、年代学和Nd-Hf同位素制约

387 高天山等 大别山腹地浅变质岩层中富硅凝灰质板岩$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄及其地质意义

389 储雪蕾等 荣成地区高^{18}O的M类榴辉岩的原岩

390 唐俊等 扬子陆块俯冲过程中的地壳拆离：胶北地体不纯大理岩锆石U-Pb年龄和矿物碳氧同位素证据

392 钟孙霖等 论藏南地壳增厚发生的时间和可能机制

393 孙卫东 元素不相容性序列

394 朱永峰等 西天山石炭纪火山岩Sr－Nd同位素地球化学特征

397 李旭平等 Zircons from the rodingite of serpentinite complex, Western Tianshan: Mineral chemistry and the U-Pb ages

398 李王晔等 西秦岭和东昆仑早古生代岩浆事件的锆石SHRIMP U-Pb定年

401 王彦斌等 SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the High Himalayan rocks in the Nyalam region, south Tibet

403 王树庆等　柴北Pt1花岗质岩体变质深熔脉体的锆石U-Pb年龄与Rodinia超大陆汇聚

专题11-增生造山作用及其成矿效应 (王京彬、肖文交、陈汉林)

404 李继亮　增生型造山带基本特征
405 高　俊等　中国西部中亚型造山带地壳增生过程中的流体作用特征
407 陈衍景　中国陆区陆陆碰撞与成矿作用的时空耦合和动力学机制
411 赵振华等　新疆北部的两类埃达克岩
414 舒良树等　新疆博格达南缘后碰撞期陆内裂谷和水下滑塌构造研究
415 李锦轶等　新疆北部及邻区地壳构造格架及其形成过程的探讨
416 朱　光等　郯庐断裂带在华北与华南板块碰撞中的作用
418 袁　超等　阿尔泰山南缘花岗岩的锆石U-Pb年代学及其地球化学特征
420 陈柏林等　额尔齐斯构造带东段构造变形特征
423 陈正乐等　额尔齐斯构造带东段晚古生代酸性脉岩—岩石地球化学特征及其大地构造意义
424 朱永峰等　新疆西天山“大哈拉军山组”火山岩的SHRIMP年代学研究
426 郭召杰等　天山东段富铝泥质变质岩类的形成时代及其构造意义
427 张连昌等　新疆晚古生代大陆边缘成矿系统与成矿区带初探
429 胡　波等　甘肃天水地区清水－张家川早古生代变质火山岩岩石地球化学特征及其构造环境
432 陈汉林等　阿尔泰造山带基性麻粒岩的年代学及其动力学含义
433 陈文等　新疆东天山秋格明塔什－黄山韧性剪切带$^{40}Ar/^{39}Ar$年代学研究
435 曲军峰等　西昆仑康西瓦断裂带中高压麻粒岩的发现及其地质意义
436 林锦荣等　松辽盆地东南部砂岩铀矿控矿因素分析
438 闫　臻等　碎屑岩组成对其形成大地构造背景的制约－以祁连山老君山砾岩为例
439 赵泽辉等　新疆三塘湖盆地古生代晚期火山岩地球化学特征及其构造－岩浆演化意义
440 袁万明等　新疆土屋－延东斑岩铜矿区的裂变径迹分析
441 申　萍等　阿尔泰南缘萨吾尔火山岩成因及其构造背景分析
446 韩芳林等　西昆仑长期复杂增生造山演化及成矿背景
447 万　博等　新疆阿尔泰南缘晚古生代多金属成矿带Sr-Nd-Pb同位素地球化学
449 肖文交等　新疆北部古生代增生造山作用与中亚大陆侧向生长
450 韩春明等　新疆喀拉通克铜镍硫化物矿床Re-Os同位素测定及其地球动力学意义
451 沈远超等　阿尔泰南缘萨吾尔火山岩Sr–Nd–Pb同位素组成：俯冲带组分的贡献
455 保增宽等　阿尔泰克朗盆地成矿流体包裹体研究
457 郑常青等　中国阿尔泰变质岩类的CHIME年代及其形成PT条件

中国中央巨型超高压变质带和中国南北板块会聚

许志琴

中国地质科学院地质研究所

试论青藏高原陆-陆碰撞造山模式
——来自地球物理探测和岩石学探针的某些信息

肖序常
中国地质科学院地质研究所

东亚的三大构造域与全球动力体系

任纪舜
中国地质科学院地质研究所

中国大陆贺兰－川滇南北构造带与青藏高原东部边界关系与动力学

张国伟，郭安林，董云鹏，赖绍聪，程顺有，裴先治，朱赖民，姚安平
西北大学地质学系，西安 710069

中国大陆构造的中部，突现一带纵贯南北的构造，统称贺兰－川滇南北构造带，其中，南部也是青藏高原的东部边界，显示它是一重要的复合构造系统。它整体具有中国大陆构造从深部到浅层的地质、地球物理、地表系统的综合分界性，成为中国大陆构造的东、西部的分界带，对于中国大陆构造，青藏高原和中国大陆中新生代以来东、西部构造与地表系统反转演变及统一深部过程具有重要意义，是中国大陆地质与大陆动力学研究的关键地带之一。

一、贺兰－川滇南北构造带基本特征：

贺兰－川滇南北构造带，从中国大陆北方的 104°－108°E 间到南方的 90°－105°E 间呈 NNE 近 SN 向一带展布，突出而独具特征，可概括其基本特征为：

1．是现今从深部到浅层分划中国大陆东西部的分界带、重要地质构造带、构造深源岩浆带（西秦岭）、地球物理综合异常带和地震活动带；

2．具有长期形成演化历史，主要于中生代形成，新生代定型，是贝加尔－印度洋 90°线全球性南北构造的大陆主要组成部分；

3．是南北构造与青藏高原东部边界的复合构造系统，是由在长期形成演化的南北向构造带基础上，新生代迭加青藏高原地壳加厚与隆升的东部边界的复合作用所构成；

4．是中国大陆中新生代东、西部从地表系统到深部地质反转演变及其统一动力学过程的支撑中轴转换带，具有重要的地球动力学背景与大陆动力学意义；

5．具有复杂的组成与结构，由多个不同构造区段组成，虽然不同区段具不同的构成，但现今却呈现为近 SN 向的地质、地球物理与地表系统的统一性、定向性与一致基本特征。

二、青藏高原东部边界的复合作用

1．青藏在以南部为主的南、北双向聚敛缩短挤压作用下，于地壳加厚，急剧隆升形成高原过程中，发生东、西向扩张，东部物质产生向东运动，而东部边界却总体呈现为（1）东部受阻的双向固态流变及其相关应变和（2）块体相对运动、旋转的分段有限挤出剪切走滑构造，共同组成青藏高原东部边界篱笆式的整体受阻与隔段局部有限挤出逃逸走滑构造组合的几何学结构模型。构成青藏高原东部边界与先期、同期南北构造迭加的复合构造系统。

2．复合构造系统表现为：

（1）青藏高原东部扩展，东部边界首先呈现为整体受阻的应变及其造成的变形结构，产生突出指向东的逆冲推覆构造和指向南与北的弧形构造，诸如在先期构造基础上遭受迭加而加强的鄂尔多斯西沿与龙门山的逆冲推覆与滑覆构造，海原指向 NE 的逆冲走滑断裂系，龙门西侧与川滇交界区的系列指向南与东南的弧形褶皱与断裂构造等；

（2）青藏高原向东扩展，在首要产生受阻应变同时，伴生沿不同地块间，尤其沿鄂尔多斯、上扬子四川、印度等稳定地块间的拼接带发生不等的有限剪切挤出构造，突出的表现于青藏高原东南沿红河等断裂的走滑逃逸运动和东北缘的渭河等断裂的剪切走滑等。它们复合归并或截切穿越南北构造带。

（3）现今中国大陆的中轴带的南北向地震活动、地球物理场的综合异常、以致地壳厚度的陡变、

地表山脉的加剧抬升、古老基底，乃至下地壳深部结晶岩系的抬升剥露等，都是青藏高原东部边界作用于东部扬子、华北地块西缘南北构造带的复合作用产物，即既迭加于先期同时又复合于同期的南北构造带上，使之共同组成现今的贺兰－川滇南北复合构造系统。

三、贺兰－川滇南北复合构造系统动力学分析

1．南北构造带先期形成的地质与动力学背景

（1）东古特提斯的闭合与中国大陆完成主体拼合

• 东古特提斯扩张打开与多块体拼合

• 中国大陆印支期完成主体拼合与贺兰－川滇南北构造的初始形成

（2）贺兰－川滇南北向先期构造带的基本形成

• 华北鄂尔多斯与阿拉善地块间和扬子与松潘地块间的开裂与拼接及其相对应的同一径向（近SN向）构造的同期（印支期－燕山期）定位，即贺兰、鄂尔多斯西缘、龙门与川滇古隆起等在长期构造基础上的中生代定向，形成SN向一带构造单元

2．中生代亚洲三大全球性构造动力学体系汇聚演化状态与三面汇聚围限复合动力学基本格局的初现和贺兰－川滇南北构造带的形成

• 三大动力学体系汇聚相互作用的东部交汇复合锋面

3．青藏高原形成与南北构造带最后定型定位与现状

（1）现今贺兰－川滇南北复合构造系统可区划分为四个区段：

贺兰－六盘－鄂尔多斯西缘构造区段：包括贺兰陆内造山带，银川断陷、鄂尔多斯西缘指向东的逆冲带，海原断裂为代表的指向东北的弧形逆冲走滑构造与六盘山构造；

东、西秦岭交接构造区段：渭河（EW向）、阳平关－宁陕（NEE）走滑断裂、太白－文县剪切带及相关盆地（NE），西秦岭礼县等深源岩浆带和东秦岭佛坪穹隆构造等；

龙门山构造区段：前龙门的指向东的逆冲推覆与滑覆和走滑构造，后龙门的伸展、斜冲走滑构造，包括岷江SN构造等；

川滇—印度支那构造区段：包括以红河为代表的指向SE的走滑逃逸断裂系及其间的挤压旋转块体构造和系列SN向构造（包括指向印度洋90°线洋岭SN构造）。

（2）印度与欧亚板块碰撞拼合与青藏高原形成和青藏高原东部边界与南北构造带的复合作用

（3）青藏高原东部东向运动与鄂尔多斯、扬子及其间的秦岭佛坪核杂岩基底的东部联合整体阻挡作用及效应：

• 南北向构造的复合与加强，青藏高原东部下地壳、岩石圈地幔的水平与垂直双向流动（固态流变）与中上地壳的结构变形响应

• 青藏高原东向运动在整体受阻围限边界条件下，沿地块间相对薄弱破裂不连续介面的挤出构造，青藏高原东部两个主要挤出逃逸通道的异同：

①华北与扬子地块间的秦岭有限挤出走滑构造：主体阻挡与有限逃逸

海源、渭河（西秦岭北缘）、昆南与阳平关－宁陕走滑断裂及太白－文县NE－SW剪切带与系列相关中新生代盆地。

②扬子与印度地块间的挤出逃逸构造：总体呈现挤出逃逸，但也受阻挡

川滇－印度支那的挤出逃逸构造系统：红河以北的安宁河－小江等为代表的SN走滑构造与NW－SE向的紫云－都成剪切构造；红河以西至雅江板块边界断裂间的SE－NW剪切断裂与块体间列的走滑构造；阿拉干山－印度洋90°洋岭的SN向构造，印度板块北向运动的东部边界。

4．动力学分析

综合分析，中国大陆贺兰－川滇南北复合构造系统的动力学问题，主要关键科学问题为：

（1）晚古生代－中生代亚洲东古特提斯扩张打开与闭合的巨大地幔柱动力学系统演化与过程

（2）中新生代亚洲全球性三大动力学体系三面会聚发展演化的复合动力学系统与过程

• 中国大陆中新生代总体处于地球物质从深部到浅层的三面汇聚演化状态

（3）中国东部大陆中新生代以来不同阶段相对于不同地球参照系的相对与绝对运动及其动力，三大动力学体系复合的综合结果

• 中国东部相对于青藏地块从深部到浅层，究竟处于什么矢量运动状态？中新生代处于相对向西运动！

（4）青藏高原东部东向运动扩展与中国东部整体阻挡及有限分段挤出逃逸运动的构造动力学机制：三面动力围限下的双向强力挤压联合作用与一面阻挡反作用的复合机制

• 青藏高原下地壳与岩石圈地幔东向运动受阻的双向固态流变与陆壳块体相对运动，以及两者从深部到上层不同时空条件下的不同比率、形式的渗透组合

• 壳幔与陆壳不同层次构造的耦合与脱耦构造和大陆的保存、生长演化

（5）中国大陆上的南北复合构造系统与全球性印度洋 90°线洋岭南北径向构造的动力学关系

（6）中国大陆沿贺兰－川滇南北构造带的东、西部巨大力偶系和印度与西伯利亚相向错位挤压俯冲作用

大别造山带俯冲陆壳的挤离与脱耦及其地球动力学意义

（献给我的挚友，著名地球化学家孙贤鈅博士）

李曙光，刘贻灿，郭素淑，董峰，王莹

中国科学技术大学地球与空间科学学院，中国科学院壳幔物质与环境重点实验室

已知大陆岩石圈的流变学性质与洋壳不同，因此陆壳俯冲过程与洋壳俯冲有哪些不同就成为大陆动力学研究最感兴趣的问题之一。已有的俯冲陆壳折返模型均假设俯冲陆壳与地幔岩石圈脱耦(decoupling)并逆冲折返（e.g. Chemenda et al., 1995；Hacker et al., 2000; Massonne, 2005）。这一假设是基于大陆岩石圈强度的果酱三明治（jelly sandwich） 模型，即刚性的上地壳和地幔岩石圈夹着低粘度软弱的下地壳（Zuber， 1994；）。然而，后来的研究表明大陆地壳内部至少存在 2 个低粘度带（Meissner and Mooney,1998）。因此，俯冲陆壳的挤离，脱耦和折返过程可能要更为复杂，在地壳内部可能存在 2 个以上挤离面（detachment surface），并形成若干高压-超高压变质岩片。我们对大别山超高压变质带的 Pb 同位素填图及不同岩片的精确年代学研究证明了俯冲陆壳内部存在若干挤离面，且脱耦的不同岩片有各自不同的俯冲和折返历史。

大别山超高压变质带可划分为 3 个一级岩片：北大别杂岩带，南大别超高压变质带，和黄镇低温榴辉岩带。全岩 Pb 同位素填图表明，北大别变质岩含放射成因 Pb 较低（$^{206}Pb/^{204}Pb$ ＝ 15.844－17.204），具有下地壳特征；而南大别超高压变质岩含放射成因 Pb 较高（$^{206}Pb/^{204}Pb$ ＝ 17.026－20.781），具有上地壳特征（李曙光等，2001a；张宏飞等，2001）。近年来我们又开展了大别山正片麻岩长石普通 Pb 填图研究。研究结果表明（1）南大别带的平均 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值大于北大别带，说明南大别带正片麻岩的 U/Pb 比值高于北大别；（2）南大别带的 $^{208}Pb/^{206}Pb$ 平均值小于北大别带，说明南大别带正片麻岩的 Th/U 比值小于北大别。这些普通 Pb 分布特征说明南大别带正片麻岩具有上地壳特征，而北大别带正片麻岩具有下地壳特征，因为上地壳较下地壳有较高的 U 含量。它验证了全岩 Pb 同位素填图所获得的基本结论是正确的。Pb 同位素填图表明大别山华南俯冲陆壳的上地壳岩石与下地壳岩石之间发生挤离（detachment），并形成一主逆断层，它使深俯冲的上地壳岩片向南仰冲到浅部形成南大别超高压岩片（李曙光等，2001）。这一上、下地壳之间的挤离或脱耦与上地壳下部的低粘度性质（Meissner and Mooney，1998) 吻合。最近我们对中国科学大陆钻探工程 0－2000m 含柯石英榴辉岩中的绿辉石和片麻岩中的长石普通 Pb 同位素研究表明 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 随着深度的增加而降低。其中 0-800m $^{206}Pb/^{204}Pb$ 比值较高且变化幅度较小（16.81-17.29），说明其原岩的 U/Pb 比较高，应该位于地壳上部；800－1600m 发育有一个韧性剪切带，相应的 Pb 同位素比值开始降低且有起伏（$^{206}Pb/^{204}Pb$ =16.26-16.72）。1600m 以下为另一岩片，$^{206}Pb/^{204}Pb$ 比值低且变化幅度较小（16.05-16.46），说明原岩的 U/Pb 比较低，原岩具有下地壳特征。考虑到 800－1600m 韧性剪切带具有榴辉岩相变形性质（陈意等，2004），该韧性剪切带（挤离面）应发生在陆壳深俯冲过程中。这一工作再次证明上地壳下部的低粘度性质并可在陆壳俯冲过程中发生挤离。

事实上无论是北大别高压变质带还是苏北科学深钻 1600m-2000m 岩片的岩石均以中性的闪长质片麻岩为主，基性的榴辉岩较少，因此它们仍属于下地壳上部的岩石。这部分岩石由于平均比重较小可以获得上浮推力而抬升折返。至今我们尚未发现大规模折返的代表俯冲最下部镁铁质地壳的榴辉岩层。因此可以推测，在俯冲下地壳的上部层位与下部层位之间很可能发育另一大的挤离面和逆断层，它使俯冲下地壳的上部长英质岩片（如北大别带）逆冲上升而出露地表，而下部下地壳(包含镁铁质岩层)继续随大陆岩石圈地幔俯冲。Meissner and Mooney (1998)指出，下地壳内部也存在低粘度带, 这为下地壳内部发生挤离或脱耦提供了条件。

三个超高压变质岩片精确测定的的高压-超高压变质年龄和退变质年龄存在由南向北逐渐降低的趋势（年龄资料据 Li S.G. et al., 2000; Ayers J.C. et al., 2002; Li Q.L. et al., 2003,2005; Li X.P. et al., 2004; Liu Y.C. et al., 2005 及未发表数据）。榴辉岩高压变质矿物 Sm-Nd 等时线年龄 ：黄镇 **236.1±4.2Ma；**南大别 **226.3±3.2Ma；**北大别 **212±4Ma。**高压变质增生锆石 U-Pb 年龄：黄镇 **242±3Ma；**南大别 **237-227±4Ma；** 北大别 **218±3Ma。**退变质锆石增生或 500-460℃冷却年龄：黄镇锆石 U-Pb **222±4Ma，**多硅白云母 Rb-Sr **230±7Ma；**南大别金红石 U-Pb **218±1.2Ma，**多硅白云母 Rb-Sr **219±5Ma；**北大别锆石 U-Pb **191±5Ma。**三个超高压变质岩片变质年龄的这种差异和变化趋势说明俯冲陆壳内不同深度岩层的挤离或脱耦不是同时发生的，而是由上至下逐层发生的。黄镇低温榴辉岩片首先与俯冲岩石圈脱耦并开始逆冲折返，随后是南大别岩片脱耦并折返，最后是北大别岩片脱耦并折返。因此黄镇低温榴辉岩片是大别造山带最早出露地表的岩片。北淮阳晚侏罗世凤凰台组的超高压片麻岩砾石的超高压变质增生锆石 U-Pb 年龄（**244±5Ma**）和指示退变质时代的独居石 U-Pb 年龄（**221±2Ma**）（Wang Y.S. et al., 2005）与黄镇榴辉岩锆石 U-Pb 年龄的一致性说明黄镇低温榴辉岩片在侏罗纪已出露地表，现已大部分被剥蚀了。

俯冲陆壳的挤离或脱耦在陆-陆碰撞过程的不同阶段均有发生并具有不同的地球动力学意义。如果以俯冲板片断离（slab break off）为界，在此之前的早期碰撞阶段，俯冲陆壳由上向下逐层挤离，脱耦，从而导致脱耦岩片逐个逆冲折返形成叠瓦式岩片叠置结构。在俯冲板片断离之后的晚碰撞阶段，已有研究工作指出华南俯冲陆壳可解耦并导致华北岩石圈的楔入形成碰撞带的鳄鱼嘴状构造，它使上部俯冲陆壳向北仰冲，下部岩石圈继续俯冲（Li Z.X., 1994; Chung S.L., 1999; Li S.G. and Yang W., 2003）。但是，这一脱耦发生的部位尚不清楚。最近，华北陆块南缘怀远地区侏罗纪花岗岩中 7-8 亿年岩浆继承锆石和三叠纪变质锆石的发现证明华南俯冲陆壳已延伸到这一地区（许文良等，2004），然而该俯冲陆壳的性质尚不清楚。我们对该侏罗纪花岗岩中的锆石进行的 SHRIMP U-Pb 年代学，痕量元素，及包裹体矿物研究表明其三叠纪变质锆石绝大部分具有较陡立的 HREE 分布模型，只有很少量变质锆石具 HREE 扁平分布模型，其包裹体矿物主要是石英，长石，云母，磷灰石等，未见石榴石，绿辉石，金红石等榴辉岩高压变质矿物。该三叠纪变质锆石的这些特征说明其源区是长英质俯冲陆壳（仅含有少量榴辉岩）而非镁铁质俯冲下地壳。据此我们可获得两点结论：（1）俯冲板片断离后导致华南陆壳劈裂呈鳄鱼嘴状构造的挤离面不是发生在下地壳内部而是发生在上地壳下部的低粘度带；（2）此后继续俯冲的华南大陆岩石圈可能沿下地壳内部低粘度带进一步脱耦，上部长英质下地壳因比重轻而呈平俯冲（flat subduction）构造板底垫托于华北岩石圈之下，而镁铁质下地壳与下伏地幔岩石圈因比重大而向深部俯冲，并最终被拆离和再循环进入对流地幔。前者将引发华北克拉通南缘岩石圈的增厚和高原隆升，后者则导致下地壳物质对上地幔的混染。

冀北赤城红旗营子群中的退变榴辉岩与变质橄榄岩组合：一种高度肢解的蛇绿岩残片？

倪志耀[a,b] 翟明国[b] 马润则[a] 刘援朝[a] 王仁民[c] 童英[d] 严刚[a]

a 成都理工大学地球科学学院 成都 610059

b 中国科学院地质与地球物理研究所 北京 100029

c 北京大学地球与空间科学学院 北京 100871

d 中国地质科学院地质研究所 北京 100037

1．地质概况

研究区位于河北省赤城县的镇宁堡、吕和堡和七里墩一带。区内古元古宙红旗营子群黑云斜长片麻岩中分布有退变榴辉岩和变质橄榄岩的构造块体，它们均为无根岩块，呈透镜状或团块状产出，与围岩之间呈断层接触，界线清楚。退变榴辉岩岩块大多成群出现，在空间上往往与含铬铁矿的蛇纹岩化方辉橄榄岩(变质橄榄岩)岩块紧密相伴。退变榴辉岩岩块大小不等，大者可达 40～50 米，小者仅 4～5 厘米，以吕和堡、七里墩和镇宁堡等地的退变榴辉岩分布最广、数量最多。而变质橄榄岩岩块相对较大，规模不等，一般大者长几百米至一千多米，小者仅长十几米、宽数米，个别小者则仅为 4～5 厘米。钻孔揭露均为无根岩块。变质橄榄岩岩块的岩性较为单一，不具有分异和分带现象，可能为后期构造肢解的产物。

退变榴辉岩和变质橄榄岩岩块的展布方向往往与黑云斜长片麻岩的片麻理方向相一致，围岩的片麻理遭遇上述岩块时往往绕其通过。上述这些特征表明退变榴辉岩和变质橄榄岩岩块有可能为构造侵位于红旗营子群之中的外来块体。

2．退变榴辉岩

退变榴辉岩的峰期矿物组合为石榴石、绿辉石、金红石和石英等，经历了后期高压麻粒岩相和角闪岩相退变质作用。主元素特征显示其原岩为拉斑玄武岩类，可进一步分出三种不同的 REE 配分型式。第一种为 LREE 亏损型，$(La/Yb)_N$ 为 0.46～0.73, ∑REE 为 29.08～42.02 ug/g, 与典型 N-MORB 的稀土元素特征类似；第二种具平坦型的 REE 配分型式，$(La/Yb)_N$ 为 0.84 ～ 1.19, ∑REE 为 50.36 ～ 72.87 ug/g； 第三种为 LREE 富集型，$(La/Yb)_N$ 为 3.72～13.08, ∑REE 为 162.97～436.32 ug/g，可能是陆壳物质的加入使得岩石的 LREE 发生富集之故。在 MORB 标准化微量元素配分图中，LREE 亏损型与 REE 平坦型样品的 HFSE 基本上与 MORB 相似，而 LREE 富集型样品则具有较高的 Zr、Hf 和 Y 值，并且 Nb 和 Ta 明显富集，显示出陆壳物质混染的特征。不同产地退变榴辉岩样品的 Nd 同位素具有一定的差异性。其中，镇宁堡和七里墩退变榴辉岩样品的 $f_{Sm/Nd}$ 和 $\varepsilon_{Nd}(T)$值分别为 0.08～0.39 和 6.67～9.94，显示洋壳成因玄武岩的 Nd 同位素特征。吕和堡退变榴辉岩样品的 Nd 同位素特征比较复杂，可进一步分为三类：(1) $f_{Sm/Nd}$ 和 $\varepsilon_{Nd}(T)$ 值均大于 0，$f_{Sm/Nd}$ 和 $\varepsilon_{Nd}(T)$值分别为 0.33 和 1.37，虽然显示洋壳成因，但有少量陆壳物质的加入；(2) $f_{Sm/Nd}$ 值大于 0 而 $\varepsilon_{Nd}(T)$ 值小于 0，它们的 $f_{Sm/Nd}$ 和 $\varepsilon_{Nd}(T)$分别为 0.12～0.23 和-2.25～-3.86。其原岩可能也为洋壳成因的玄武岩类，但由于加入较多的陆壳物质而使得它们的 $f_{Sm/Nd}$ 相应降低，而 $\varepsilon_{Nd}(T)$值则出现负值；(3) $f_{Sm/Nd}$ 和 $\varepsilon_{Nd}(T)$ 值均小于 0，它们的 $f_{Sm/Nd}$ 和 $\varepsilon_{Nd}(T)$分别为-0.32～-0.41 和-5.29～-5.43。产生这种现象可能是由于大量陆壳物质的加入使得洋壳成因榴辉岩的 Nd 同位素特征与陆壳深俯冲作用形成的榴辉岩相似。上述特征表明，冀北退变榴辉岩的原岩可能为具洋中脊或岛弧地球化学属性的洋壳拉斑玄武岩类。在后期的俯冲消

减过程中，这些拉斑玄武岩因俯冲作用而发生榴辉岩相高压变质作用，并混入了部分的陆壳物质。

3．变质橄榄岩

变质橄榄岩为亏损的方辉橄榄岩，已发生强烈的蛇纹石化而成为蛇纹岩。岩石中矿物成分以叶蛇纹石为主，保留斜方辉石假象的绢石和滑石为次，副矿物为铬铁矿。个别标本中尚保留有橄榄石(Fo: 92.30 ~ 92.75)和斜方辉石(En: 94.67 ~ 96.89)的残晶。

变质橄榄岩(蛇纹岩)的 H_2O^+含量介于 12.77-14.48%之间，去水后的化学成分位于地幔橄榄岩区(Coleman，1977)。变质橄榄岩的 MgO/(MgO+FeO*)值分别介于 0.81 ~ 0.86 之间，平均值为 0.84，高于大洋中脊二辉橄榄岩(0.82)，而与显生宙典型蛇绿岩中方辉橄榄岩(0.85；Coleman，1977)相当。变质橄榄岩的 REE 含量相对于原始地幔(Sun and McDonough,1989)来说，处于亏损状态，因而是一种亏损地幔岩。其稀土配分型式可分为两类，一类具“烟斗形”的 REE 配分型式，∑REE 较低(1.009 ~ 2.110 ug/g)，$(La/Yb)_N$ 比值较大(4.249 ~ 4.971)，分布在七里墩和吕和堡等地。另一类具 LREE 富集的配分型式，分布在黄土岭、二堡子和镇宁堡等地，其∑REE 相对较高(2.493 ~ 4.308 ug/g)，$(La/Yb)_N$ 比值变化较大(1.689 ~ 10.918)，尤以镇宁堡样品的∑REE 最高，$(La/Yb)_N$ 比值最大。变质橄榄岩的原始地幔标准化的过渡金属元素配分型式为不对称的“W”型，在 Ti 和 Cu 处形成两个明显的负异常“谷”，而不体现由岩浆结晶作用形成岩石所具有的 Ti、Cu 正异常“峰”和 Cr、Ni 负异常“谷”(Allegre et al.,1973)，反映出残余地幔的配分特征。岩石中的 Ti 和 V 值明显低于原始地幔的相应值，而 Cr、Co 和 Ni 值则与原始地幔相近，与芬兰 Jormua 蛇绿岩中东部和中部变质橄榄岩相似(Peltonen et al.,1998)，表明研究区变质橄榄岩为经过不同程度部分熔融后的残余地幔。

变质橄榄岩的 TiO_2 含量特低，介于 0.01 ~ 0.04%之间，低于大洋中脊地幔的 TiO_2 含(TiO_2 >0.1%；Robinson 等,1995)，而与消减带之上的蛇绿岩中相应岩石的 TiO_2 含量相当(Pearce et al.，1984)。上述特征意味着它们可能来自消减带之下的上地幔，并且是高度部分熔融的残余物。

4．结论与讨论

退变榴辉岩和变质橄榄岩均为红旗营子群黑云母斜长片麻岩中的构造透镜体，它们分布在崇礼-赤城-大庙-平泉断裂带北侧，在空间上紧密共生，各自的地球化学性质也与蛇绿岩特征相一致。这绝非偶然，更不是一种巧合，而是有成因联系的一套蛇绿岩组合，后期的构造作用才使它们发生分离而成现今之产状，因而是一种高度肢解的蛇绿岩残片。这种蛇绿岩岩石组合在美国(Cua,1989)、西班牙(Puga et al.,1989; Puga et al.,1993)和俄罗斯(Beane, 1997)等地同样存在。这表明华北克拉通北缘中段存在有蛇绿岩残片，但其所代表的板块俯冲-消减带并非崇礼-赤城-大庙-平泉断裂带，其现在的构造部位是由于断裂带北侧的古元古宙地块在海西期沿该断裂带向南逆冲的结果。

本文研究由国家自然科学基金项目(编号: 40472041、40234050)和中国科学院重大创新项目(编号: KZCX1-07)资助。

Metamorphic evolution of the Tunchang area metabasites in the East-central Hainan Island, China

Xu Deru[1, 2*], Nonna Bakun-Czubarow[2], Li Pengchun[1], Robert Bachlinsk[2], Xia Bin[1], Chen Guanghao[1], Chen Tao[1]

1 Guangzhou Institute of Geochemistry, the Chinese Academy of Sciences, China

2 Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Poland

We examined the metamorphic evolution of the Tunchang area metabasites from the East-central Hainan Island, China with respect to the tectonic processes in connection with the evolution of Paleo-Tethys. The mineral paragenese and the microstructure taking into account the geochemical result (*another paper*) suggested that the protoliths for these metabasites are probably composed of metagabbroic rocks (coarse-grained amphibolites), metagabbroic-metadiabasic rocks (medium to fine- and coarse-grained amphibolites) and metapillowed lava (fine-grained and/or massive amphibolites), which most likely represent the upper layers of an incomplete, dismembered ophiolite body. The overall mineral assemblages for these rocks are amphibole *(65-70% modal)* + plagioclase *(An=23-91 and An=0-11) (25-30% modal)* + chlorite + epidote, accessory phases: ilmenite + titanite ± rutile ± tourmaline. Minor muscovite, prehnite and K-feldspar, and abundant Fe (Cu) -Ni sulphide commonly occur as secondary minerals. Most minerals, e.g., amphiboles, are characterized by at least two generations, and the well-developed ductile-brittle shear deformations are shown by the development of folds, shear foliations or cleavages, S–C fabrics, NNE to NNW-striking stretching lineation, and mylonitic microstructures, which are related to regional/thermal metamorphism and/or sea-floor metamorphism. The mineral chemistry of zoned amphiboles in the metabasites, coupled with the mineral paragenese, the microstructure and the relatively Sr-Nd isotopic chronology, point to pressure increasing with increasing temperature on the prograde metamorphic path, followed by retrograde metamorphism (i.e. an anticlockwise P –T path), which characterized these metabasites as an origin of intraoceanic arc/suprasubduction zone-like tectonic setting. Three successive and contrasting tectono-thermal-metamorphic events are clearly identified.

The first stage of metamorphism records greenschist- amphibolite facies conditions, possibly being due to sea-floor metamorphism shown by the first generation of actinolite, hornblende and orthoamphibole cores. “Peak” metamorphic pressure and temperature conditions cluster around values of ∽9 kbar and ∽700°C, which show a transitional amphibolite-granulite facies metamorphism and are marked by the pervasive ductile-shear deformation, the nappe stacking and the pargasitic horblende-pargasite rims. We suggest that the second event might have resulted from the Late Devonian-Early Carboniferious obduction of the remnants of the intra-oceanic arc complexs and the contemporaneous or subsequent reheating due to the emplacement of the Hercynian (∽260-310Ma) granitoid intrusions due to the oblique collision between the southeast Island (a microcontinent separated from Indochina) and South China during Late Paleozoic-earliest Mesozoic. The third event related to thermal metamorphism that recorded retrograde anticlochwise paths at greenschist facies conditions (∽2-3 kbar/∽300-400°C), which are caused by the emplacement of the Indosinian-Yanshanian (∽190-130Ma) granitoid intrusions, as a consequence of the westerly subduction of Pacific plate beneath the Eurasian plate since Indosinian (∽230Ma).

A model is proposed in which the Tunchang metabasites are assigned to an oceanic island arc. The northerly subduction of the eastern Paleo-Tethys plate under South China continental margin as well as the contemporaneous or subsequent impingement of a mantle plume on the subcontinental mantle, led to the extension of a back-arc basin (marginal basin) for the Bangxi-Junying metabasites and the intraoceanic arc

magmatism for the Tunchang area metabasites in the northwest Island. The progressively subduction eventually resulted in the obduction of the Tunchang intraoceanic arc complexs to the southeast Island and the closure of the Paleo-Tethys. The model further supports that present Hainan Island probably had been composed of the northwest Island (separated from South China) and the northeast Island (separated from Indochina), which have been sutured along NE-SW trending Baisha fault after Carboniferous.
Key words: Tunchang area metabasites; East-central Hainan Island (China); amphibole thermobarometry; anticlockwise P –T paths; intra-ocenaic arc.

雅鲁藏布东段蛇绿岩成因及其构造意义

夏斌，钟立峰，王然，韦栋梁，周国庆

中国科学院边缘海地质重点实验室，中国科学院广州地球化学研究所，广州，五山，510640

雅鲁藏布东段蛇绿岩西起曲水，经泽当、朗县、林芝，绕过雅鲁藏布江大拐弯至墨脱以南，长约 600km，该岩带内已知蛇绿岩大小岩片 31 处，总出露面积达 280km^2。其中以罗布莎和泽当蛇绿岩最为典型（出露面积大于 50km^2），其余均为面积不足 1km^2 至几平方公里的小岩块，大多分布于泽当和朗县之间（西藏地质矿产局，1993；王希斌等，1987）。

泽当和罗布莎等蛇绿岩片沿雅鲁藏布江谷地展布，南邻晚三叠世姐德秀组（T_3j）类复理石沉积，北接冈底斯花岗岩基，其间分布有第三系罗布莎群磨拉石建造。泽当另有晚侏罗世-早白垩世及晚白垩世的火山沉积建造出露其北，包括麻木下组（J_3K_1m）、比马组（J_3K_1b）以及旦师庭组（K_2Ed）；各单元之间皆呈向北推覆的断层接触。

罗布莎蛇绿岩是雅鲁藏布江蛇绿岩带东段出露最好，规模最大的蛇绿岩，赋存着我国最大的铬铁矿床，由南往北展布的岩石单元层序大致为：变质橄榄岩（方辉橄榄岩为主，少量纯橄岩和二辉橄榄岩）、堆积杂岩（异剥橄榄岩、纯橄岩、层状辉长岩、均质辉长岩）、枕状（球颗）和块状玄武岩夹硅质岩。泽当蛇绿岩主要有超镁铁质岩、堆积杂岩、辉绿辉长岩、枕状及块状熔岩和斜长花岗岩，以及伴生的其它岩石如英云闪长岩等。区域上，雅鲁藏布东段蛇绿岩具有俯冲带之上蛇绿岩所共有的豆荚状铬铁矿；变质橄榄岩较厚，堆积岩不发育，辉绿岩多呈零星脉状分布，壳层熔岩稀少且蚀变较强，主要为细碧岩化。

研究显示，泽当蛇绿岩玄武岩 Sm-Nd 等时线年龄为 175±20Ma（韦栋梁，夏斌等，2005，待刊）。罗布莎蛇绿岩辉绿岩中的锆石 SHRIMP U-Pb 定年的结果为 162.9±2.8Ma（钟立峰，夏斌等，2005，待刊），表明该带蛇绿岩的形成时代为中侏罗世，同时发现，在罗布莎地区新特提斯洋形成时，可能存在地幔熔融的岩浆在扩张脊上涌过程中俘获老洋壳或者深海沉积物中的锆石，该结果好于前人 Sm-Nd 等时线年龄 177±31Ma（周肃等，2002）。另外，最近对蛇绿岩底部变质基底的角闪石 Ar-Ar 法测定，得出罗布莎和泽当蛇绿岩分别侵位于 85.7+/-0.9Ma 和 87.9+/-0.4Ma（Malpas 等，2003）。

泽当蛇绿岩壳层熔岩属亚碱性玄武岩，低 Si、Mg，高 Al、Na，LREE 微富集，HREE 平缓，不具有 Eu 负异常；Nb、Ta、Zr、Hf 等高场强元素较为富集，类似于 E-MORB（韦栋梁，2004）。另外，夏斌等（1989）从火山熔岩与放射虫硅质岩成夹层产出的特点分析，认为泽当蛇绿岩火山熔岩形成于水下环境，同时结合该蛇绿岩的主量元素、微量元素和稀土元素地球化学特点，提出该蛇绿岩形成于水下洋岛（岛弧）环境。最近，通过对与泽当蛇绿岩相伴生的英云闪长岩的地球化学分析，发现其高 SiO_2(58-63%)、Al_2O_3(18.4-22.4%)、Sr(810-940×10^{-6})、Sr/Y(77-106)，低 HREE（Y＝9-11×10^{-6}，Yb＝1-1.3×10^{-6}），富集 LREE，并有微弱的 Eu 正异常；I_{Sr}(0.70421-0.70487)较低，而 $^{143}Nd/^{144}Nd$(0.512896-0.512929)和 $\varepsilon_{Nd}(t)$值(+6.7~+7.3)较高，显示为典型的埃达克岩的特征，可能是由洋壳俯冲到一定深度后部分熔融而成的，熔融过程中可能卷入了部分大洋沉积物（韦栋梁，夏斌等，2005 待刊）。这套俯冲洋壳成因的埃达克岩的厘定，指示中生代时特提斯洋内部存在洋内俯冲，进一步印证了以前提出的水下岛弧环境的构造背景。

罗布莎蛇绿岩壳层熔岩属于亚碱性玄武岩与安山岩/玄武岩之间的过渡类型，富集大离子亲石元素，亏损 Nb、Ta（钟立峰，待刊）。具有较高的 I_{Sr}（0.703079～0.706718）、较低的 I_{Nd} 值（0.512832～0.512946）、ε Nd(t)值高（+7.9～+10.1），并富集放射性成因铅，表明地幔源区类似于 N-MORB 的特征，又有 EMⅡ的贡献。Pb-Pb 图解上样品均投影在 NHRL 上方，Δ Sr 为 47.4～73.0（平均为 58.4），

Δ7/4Pb 为 0.69~12.20（平均为 5.87），Δ8/4Pb 为 12.78~58.39（平均为 35.23），表明存在 Dupal 同位素异常。即罗布莎蛇绿岩质壳层熔岩是由具亏损地幔端员（DMM）性质的岩浆和具 EMⅡ型富集地幔端员性质的岩浆在源区混合形成的（钟立峰，夏斌等，2005，待刊）。

前人对泽当蛇绿岩北侧的泽当岛弧的研究表明其代表了特提斯洋内俯冲系统的残迹（Aitchison 等 2000，2003），与西喜马拉雅的 Ladakh 等地区类似，其活动时限最早可能开始于 153Ma（McDermid 等，2002）。结合上述地球化学分析，笔者认为泽当蛇绿岩和罗布莎蛇绿岩均形成于弧前环境，这进一步深化了前人得出雅鲁藏布东段蛇绿岩形成于俯冲带之上（SSZ）的构造环境的认识（Hebert 等，2003，Malpas 等，2003， Dubois-Côté 等，2005）。

综合研究显示，雅鲁藏布江缝合带东段由南而北存在三叠系复理石沉积建造、蛇绿岩带、洋壳俯冲成因的埃达克岩、泽当洋内岛弧、冈底斯岩浆弧等地质构造单元，为典型的洋内俯冲形成的弧－盆体系及其演化的产物，具有向北的俯冲极性。于三叠纪该区洋盆开始打开，在中侏罗世时由于印度板块的向北漂移导致于罗布莎和泽当等发生局部拉张，于 162～175Ma 期间打开了一些规模较小的边缘洋盆，卷入的陆缘碎屑和洋壳沉积在地幔楔中发生熔融，产生的岩浆沿着破裂的扩张脊上涌，形成了具有 Dupal 异常的 SSZ 型新洋壳，并在其北侧于 153Ma 左右俯冲下去的洋壳开始发生重熔作用，岛弧岩浆开始活动，形成了埃达克质岩石。印度板块继续向北漂移导致该洋内俯冲系统逐渐消亡，罗布莎和泽当等地的弧前蛇绿岩最终于 85~88Ma 期间构造侵位于拉萨地块的南缘，并在大陆边缘产生了与蛇绿岩带近乎平行的冈底斯花岗岩浆弧。伴随着印度－欧亚板块碰撞，在雅鲁藏布东段蛇绿杂岩和冈底斯岩浆弧的前缘之间形成了罗布莎山前磨拉石建造，缝合带及相邻构造单元被后期冲断层和伸展作用改造成现在的构造面貌。

参考文献：

[1] 西藏自治区地质矿产局。西藏自治区区域地质志。1993，北京：地质出版社。

[2] 王希斌，鲍佩声，肖序常。雅鲁藏布江蛇绿岩。1987，北京：测绘出版社。

[3] 周肃, 莫宣学，Mahoney JJ, 张双全, 郭铁鹰, 赵志丹. 2001. 西藏罗布莎蛇绿岩中辉长辉绿岩 Sm-Nd 定年及 Pb，Nd 同位素特征. 科学通报, 46（16）: 1387-1390.

[4] Malpas J, Zhou M F, Robinson P T, et al. Geochemical and geochronological condtraints on the origin and emplacement of the Yarlung Zangbo ophiolites, Southern Tibet [J]. in Dilek Y and Robinson P T (eds), Ophiolites in Earth History. London: Geological Society Special Publication. 2003, 218: 191-206.

[5] 韦栋梁, 夏斌, 周国庆, 王冉. 2004. 西藏泽当蛇绿岩壳层火山熔岩的岩石地球化学及成因. 大地构造与成矿学, 28(3): 270-278.

[6] 夏斌，施央申，郭令智。西藏泽当蛇绿岩及其板块构造环境。南京大学学报，1989，3：19-29。

[7] Aitchison J C, Badengzhu, Davis A M, et al. Remnants of a Cretaceous intra-oceanic subduction system within the Yarlung–Zangbo suture (southern Tibet). Earth Planet. Sci. Lett, 2000.183: 231–244.

[8] Aitchison J C, Davis A M, Abrajevitch A V, et al. Stratigraphic and sedimentological constraints on the age and tectonic evolution of the Neotethyan ophiolites along the Yarlung Tsangpo suture zone, Tibet. In: Ophiolites in earth history(eds: Dilek, et al.). London: The Geological Society. 2003: 147-164.

[9] McDermid I R C, Aitchison J C, Davis A M, et al. The Zedong terrane: a Late Jurassic intra-oceanic magmatic arc within the Yarlung–Tsangpo suture zone, southeastern Tibet. Chem Geol, 2002, 187: 267– 277.

[10] Hebert R, Huot F, Wang C S, Liu Z F. Yarlung Zangbo ophiolites (Southern Tibet) revisited: geodynamic implications from the mineral record. In: Ophiolites in earth history(eds: Dilek, et al.). London: The Geological Society. 2003: 165-190.

[11] Dubois-Côté V, Hébert R, Dupuis C, Wang C S, Li Y L and Dostal J. Petrological and geochemical evidence for the origin of the Yarlung Zangbo ophiolites, southern Tibet. Chem Geol. 2005, 214(3-4): 265-286.

班－怒缝合带改则地区蛇绿岩及构造演化的初步研究
－以洞错和拉果错蛇绿岩为例

王保弟[1,2] 许继峰[1] 曾庆高[2] 毛国政[2] 康志强[1] 陈建林[1] 董彦辉[1]
1.中国科学院广州地球化学研究所 2.西藏地勘局区域地质调查大队

班公湖－怒江缝合带是青藏高原上的一条重要地质界线，近年来受到国内外地质学家们的较大关注。但是该带的构造演化仍然是不清楚并且存在着很大的争议。该带中断续分布有许多不同的蛇绿岩块，蕴藏着班公湖－怒江缝合带形成演化的重要信息。本文通过对西藏改则地区代表性的洞错蛇绿岩、拉果错蛇绿岩的产出方式、岩石组合、年代学和地球化学的初步研究，试图示踪和了解该地区特提斯洋的演化过程。

洞错蛇绿岩出露在改则县城之东的洞错地区，属于班公湖－怒江结合带的组成部分，它由地幔橄榄岩、堆晶杂岩、枕状熔岩、岩墙（群）及放射虫硅质岩所组成，我们的地球化学数据显示基性熔岩 REE 配分形式为 LREE 轻微富集型，不相容元素 Th 明显富集，但是 Ti、Zr 略亏损，在 2Nb-Zr-Y 图解中落入板内碱性玄武岩区，我们初步认为洞错蛇绿岩可能形成与初始拉张洋盆环境，碱性玄武岩可能是地幔橄榄岩低度部分熔融作用的产物。

拉果错蛇绿岩位于改则县城南侧，距离班公湖－怒江结合带约 40Km，是班－怒带中报保存较为完整的蛇绿岩套之一，其由下至上由变质橄榄岩、堆晶岩、均质辉长岩、枕状玄武岩、放射虫硅质岩及斜长花岗岩等构造单元组成，辉长岩、枕状玄武岩现有的地球化学数据显示稀土总量（ΣREE）较低，稀土配分模式近平坦型曲线，Nb、Zr 略亏损，在 Ti/100-Zr-Sr/2 图解中全部样品落入岛弧拉斑玄武岩区，可能形成于弧间盆地环境。

根据蛇绿岩上述的地球化学及同位素年代学证据，并综合考虑前人对改则地区蛇绿岩和区域地质构造的研究成果，我们初步将班公湖－怒江结合带改则地区构造演化分为以下阶段：晚三叠世－早侏罗世，古特提斯消减形成的前陆盆地左行伸展转换拉开成洋；晚侏罗世－早白垩世，板块汇聚向南俯冲，造成洞错蛇绿岩构造侵位及构造混杂现象（洞错蛇绿岩中层状辉长岩 Sm－Nd 内部等时线年龄为 191±22Ma，K－Ar 年龄为 140±4.07Ma 和 152.30±3.60Ma，邱瑞照等，2004），至此羌塘地体与拉萨（冈底斯－念青唐古拉）陆块大致拼贴为一体；与此同时在班公湖－怒江结合带两侧板块汇聚过程中，南侧板块后缘产生次级扩张，导致新的拉果错洋壳扩张形成，拉果错蛇绿岩上部单元斜长花岗岩 K－Ar 法同位素年龄值为 124Ma，指示出其形成在早白垩纪，该洋在班公湖－怒江缝合带汇聚过程很快消亡，可能是一个发育时间较短便夭折的小洋盆；晚白垩世－古近纪，板块斜向碰撞，导致研究区右行剪切走滑作用，形成一系列走滑拉分盆地。由此看来，班公湖－怒江结合带是叠加在三叠纪前陆盆地伸展－裂陷基础上形成和发展的。

西藏班公湖 MOR 型和 SSZ 型蛇绿岩及大地构造意义

史仁灯[1]　杨经绥[2]

1. 中国科学院壳幔物质和环境重点实验室 中国科学技术大学 地球与空间科学学院，合肥，230026
2.国土资源部大陆动力学重点实验室 中国地质科学院地质所，北京，100037

班公湖–怒江缝合带位于西藏北部，西起西藏阿里地区的班公湖，经改则、东巧到丁青，转向东南沿怒江延伸到缅甸，在我国境内长达 2000 多公里，是青藏高原地质构造的一条非常重要的分界线，班公湖蛇绿岩位于该带的最西端，是东、西新特提斯蛇绿岩带的连接点。

班公湖蛇绿岩分为 MOR 型和 SSZ 型两套。MOR 型蛇绿岩主要由低 $Cr^{\#}$尖晶石相含 Cpx 方辉橄榄岩和具有 E-MORB 地球化学特性的玄武岩组成；SSZ 型蛇绿岩由高 $Cr^{\#}$尖晶石相方辉橄榄岩和具有弧后盆地熔岩地球化学特性的枕状熔岩、岩脉以及玻安岩系火山岩组成。

MOR 型蛇绿岩的地幔橄榄岩为角砾状方辉橄榄岩，其中尖晶石的 $Cr^{\#}$为 20～25（平均 23，<60）和 HREE 的配分模式与深海橄榄岩一致，指示角砾状方辉橄榄岩形成于洋中脊；熔岩为角砾状玄武岩，具有高 TiO_2 特点（1.30~1.71wt%），富集 LREE、活动元素和部分不活动元素，亏损部分高场强元素，比弧后盆地和岛弧拉斑玄武岩，富集不活动元素（例如：Nb 和 Ta），具有典型的 E-MORB 特点，估算为地幔岩经过约 10%~15%部分熔融的产物，$^{143}Nd/^{144}Nd$（250Ma）为 0.512659~0.512723，εNd（250Ma）为 4.17~5.43，介于大西洋 MORB 范围内，与大西洋中脊的玄武岩较为相似，指示熔岩形成于洋中脊。

SSZ 型蛇绿岩的地幔橄榄岩为熔融程度更高的块状方辉橄榄岩，比 MOR 型蛇绿岩的地幔橄榄岩更亏损 REE，副矿物尖晶石的 $Cr^{\#}$介于 69～74（＞60），指示其形成于俯冲带上；上部熔岩中的枕状熔岩具有 MgO 和 Ni、Cr 含量低、V 高，LREE 弱亏损的 N-MORB 特点，高场强元素和部分不活动元素的配分特点与弧后盆地的熔岩较为一致，岩脉显示与枕状熔岩具有较为相似的源区亏损的特点，LREE 为轻度富集型到平坦型，REE 总量低于 N-MORB，显示从岛弧向弧后盆地转化的特点，认为形成于俯冲带上岛弧和弧后盆地环境，估算为地幔岩经过 20%~30%部分熔融的产物。$^{143}Nd/^{144}Nd$(150Ma)为 0.512779~0.512875，εNd (150Ma)为 6.53~8.59，高于 MOR 型蛇绿岩的熔岩，显示源区更加亏损，这与熔岩的不同的部分熔融程度是一致的。玻安岩系火山岩主要由玄武安山岩、安山质熔岩角砾岩和安山质岩脉组成，具有高 SiO_2 和 MgO，低 TiO_2 特点，U 字型 REE 配分模式，富集大离子亲石元素，估算为经过 10%～15%部分熔融残留的地幔橄榄岩作为源区再度发生 30%～40%部分熔融的产物。

根据产于弧后盆地硅质岩中的放射虫时代（图 1），推测班公湖 SSZ 型蛇绿岩最晚形成于晚侏罗世。

在 $^{143}Nd/^{144}Nd$－T(Ma)图解上（图 2），形成 MOR 型洋壳（E-MORB）的部分熔融演化线（R^2=0.9995）与亏损源区（DM）演化线的交点低于形成 SSZ 型洋壳（枕状熔岩和岩脉）的部分熔融演化线（R^2=0.9558）的交点，指示 SSZ 型洋壳形成时间晚于 MOR 型洋壳，二者之差为 109Ma，据 SSZ 型洋壳的时代为晚侏罗世，推测 MOR 型洋壳形成于晚二叠世－早三叠世，与新特提斯洋的时代较为一致。

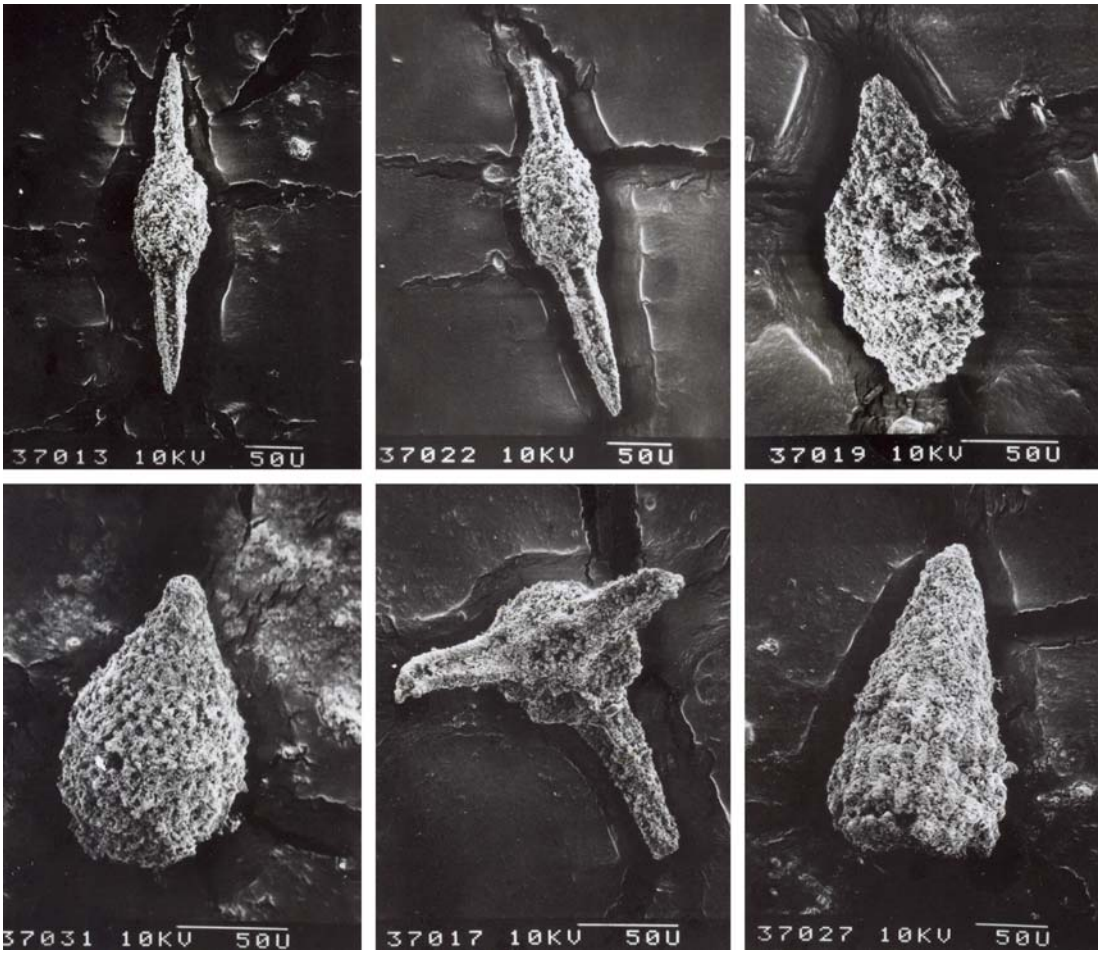
根据洋-陆俯冲作用下俯冲板片“回推”（Rollback）的机制，初步探讨了 SSZ 型蛇绿岩熔岩的形成过程，认为大洋岩石圈俯冲的早期，在近海沟处由于俯冲板片诱发的“拐角流”（Corner-flow）导

致弧前盆地扩张，形成班公湖玻安质洋壳，随着俯冲作用的继续进行，地幔楔中地幔的“喷入”(Extrusive)作用，致使俯冲板片发生“回推”并伴随地幔楔的地幔对流，导致弧后扩张和弧－沟系统后退，不同亏损程度的地幔楔橄榄岩再次发生部分熔融形成弧后盆地火山岩。

通过班公湖蛇绿岩成因类型和形成时代的研究以及与西特提斯典型蛇绿岩的对比，进一步证明班公湖蛇绿岩是新特提斯蛇绿岩的一部分，认为班公湖-怒江蛇绿岩带代表的是冈瓦纳古陆内部的一条缝合带，而不是冈瓦纳古陆与劳亚大陆之间的分界线，即班公湖-怒江缝合带不是冈瓦纳古陆的北界。

根据 SSZ 型蛇绿岩中的硅质岩放射虫时代以及 MOR 型和 SSZ 型蛇绿岩中熔岩 Nd 同位素特征，推测 MOR 型蛇绿岩形成于约 253Ma，即班公湖地区的新特提斯洋在晚二叠世－早三叠世打开，与欧洲新特提斯洋打开时间较为一致，在晚侏罗世班公湖新特提斯洋开始消减，形成 SSZ 型蛇绿岩。即在威尔逊旋回的初期形成 MOR 型蛇绿岩，而在威尔逊旋回的末期形成 SSZ 型蛇绿岩（图 3）。

关键词：MOR 型蛇绿岩，SSZ 型蛇绿岩，Nd 同位素，班公湖，西藏



编 号	种　　名	时 代
37013	*Archaeospongoprunum implayi Pessagno*	J_3^{2-2}–J_3^3
37022	*Archaeospongoprunum implayi Pessagno*	J_3^{2-2}–J_3^3
37019	*Mirifusus cf. guadalupensis Pessagno*	J_3^{2-2}–J_3^3
37031	*Mirifusus guadalupenis Pessagno*	J_3^{2-2}–J_3^3
37017	*Saitoum pagei Pessagno*	J_3^{2-2}–J_3^3
37027	*Hsuum of maxwelli Pessagno*	J_3

图1 西藏班公湖SSZ型蛇绿岩中硅质岩的放射虫及地质时代

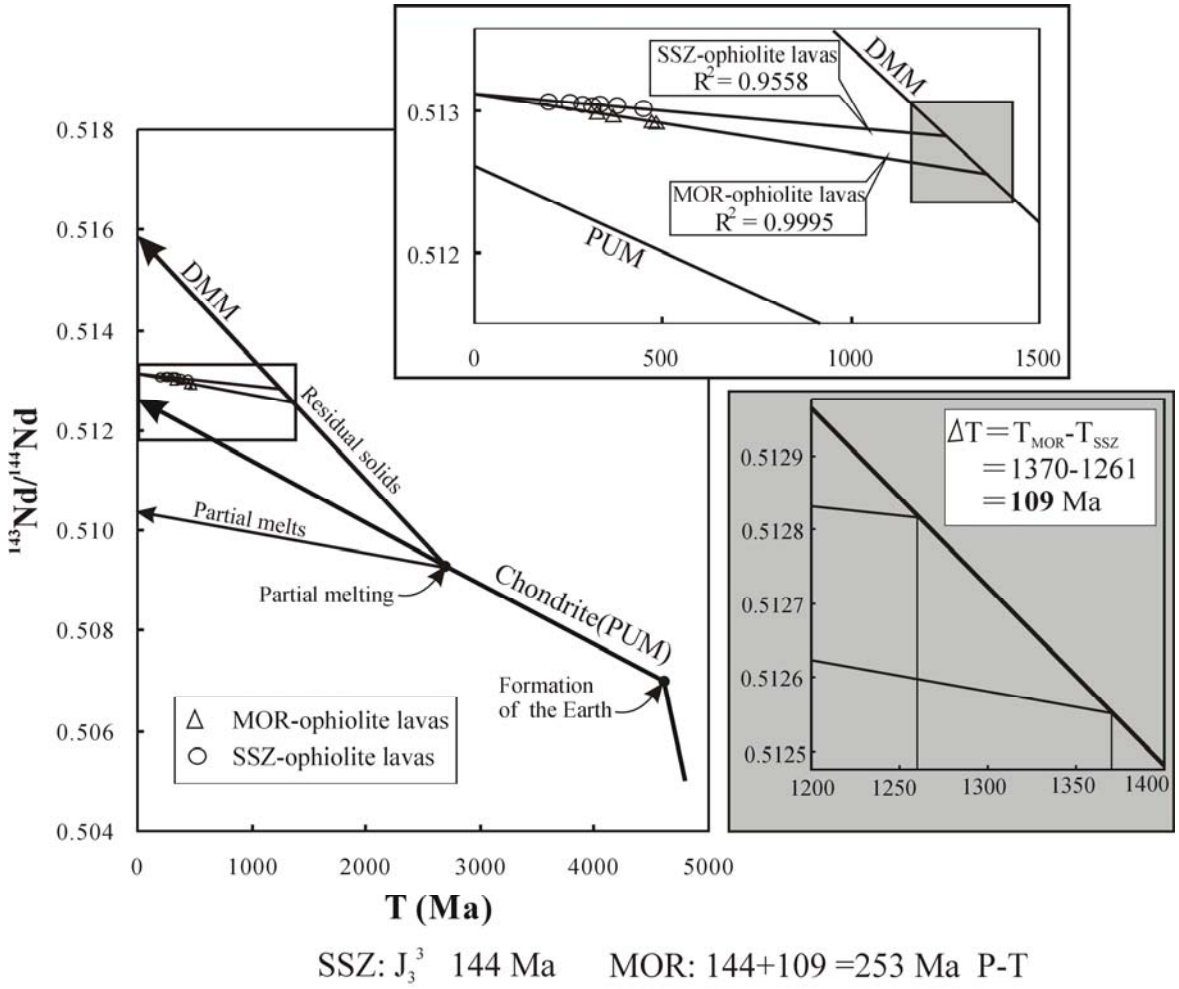


图2 西藏班公湖MOR型和SSZ型蛇绿岩中熔岩$^{143}Nd/^{144}Nd$－T(Ma)图解

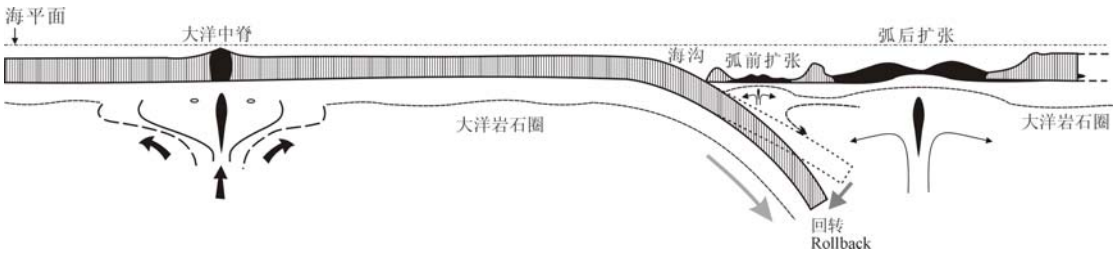


图3 西藏班公湖SSZ型和MOR型蛇绿岩形成的构造环境及指示的地球动力学意义

蛇绿岩不仅在威尔逊旋回的初期（MOR型）可以现成，而且在威尔逊旋回的末期（SSZ型）也可以现成，因而，MOR型和SSZ型蛇绿岩的厘定具有不同的大地构造意义。

注：1) 本研究得到国土资源部科技司资助项目（MLR2001010101）和南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室开放基金资助；

2) 一起参加野外工作许志琴院士和戚学祥博士。

藏北新特提斯东巧蛇绿岩 Re-Os 同位素和微量元素地球化学

支霞臣[1] 金振民[2] 夏琼霞[1] 王永锋[2]
1: 中国科学院壳幔物质和环境重点实验室 中国科学技术大学地球和空间科学学院 合肥 230026，
2: 中国地质大学 地球科学学院 武汉 430007

新特提斯东巧蛇绿岩带位于藏北班公湖－怒江缝合带的中东段，延伸约 60km。是一个肢解的 SSZ 型蛇绿混杂岩。其中地幔橄榄岩部分由方辉橄榄岩、纯橄榄岩和豆荚状铬铁矿等组成，主要分布在东巧地区，即东巧橄榄岩体，它由东西两个岩体组成，铬铁矿矿床主要分布在西岩体。超镁铁质和镁铁质堆晶岩部分由辉石榄橄岩、橄榄辉石岩、辉石岩、层状辉长岩、均质辉长岩和辉绿岩等组成，主要分布在东巧以西 30km 姜索日－日琼地区，镁铁质熔岩为枕状玄武岩主要分布在东巧以西 15km 水帮屋里。按蛇绿岩成因将该岩带不同类型岩石简略地分成 3 组，即地幔橄榄岩、堆晶杂岩和熔岩。

3 组岩石的主量元素成分有明显的特征。地幔橄榄岩具有最高的 MgO 含量，堆晶岩具有最高的 CaO 含量，熔岩具有最高的 SiO_2、Na_2O、TiO_2、MnO 和 P_2O_5 含量。地幔岩明显亏损玄武质组分，熔岩富集玄武质组分，堆晶岩成分介于两者之间。地幔岩代表软流圈经部分熔融后的残余相，熔岩代表熔融后的熔体相。

蛇绿岩不同构成单元具有各自不同的球粒陨石标准化的 REE 特征。地幔橄榄岩具有较低的 REE 含量，LREE 相对于 HREE 富集，较小的 Eu 负异常的特征，显示了熔融作用后熔体与岩石的相互作用，铬铁矿矿体周围的地幔橄榄岩具有更加复杂的 REE 形式。堆晶杂岩的 REE 含量相对较高，LREE 和 HREE 分异不大，有明显的 Eu 正异常，与斜长石成分有关。枕状熔岩的 REE 含量较高，10 倍于球粒陨石的丰度，无 LREE 和 HREE 分异，呈平坦特征，与 N-MORB 的不同。

第一过渡族微量元素在蛇绿岩的不同部分呈现规律性变化，大体上可以分成两类。微量元素 Ni、Co 和 Cr 在残余相中富集，熔体相中最低，堆晶相中居中，且 Co-Ni 和 Cr-Ni 之间有显著的线性正相关性。微量元素 Sc、V、Cu、Zn、和 Ga 在熔体相中富集，残余相中最低，堆晶相中居中。且大部分元素和 Ni 有单支双曲线状的负相关性。

现有的 Re-Os 同位素分析结果表明：豆荚状铬铁矿岩的 Re-Os 含量分别为 82－184ppt 和 281－373ppb，Os 同位素组成（$^{187}Os/^{188}Os$）为 0.12318－0.12346，地幔橄榄岩的 Re-Os 含量为 6－71ppt，2.81－3.73ppb，$^{187}Os/^{188}Os$＝0.12107－0.12612（平均值为 0.12362）。豆荚状铬铁矿岩和地幔橄榄岩的 Os 同位素组成几乎相同。与球粒陨石的 Os 同位素组成的现代值相较，呈现为亏损特征。堆晶杂岩的 Re-Os 含量为 6-116ppt，97－826ppt，Os 同位素组成为 0.12979－0.14015。枕状熔岩的 Re-Os 含量为 314－716ppt，49-420ppt，Os 同位素组成为 0.20414－0.34484。蛇绿岩的三种构成单元具有各自不同的 Re-Os 丰度，其中地幔单元为高 Os 低 Re 和低 Os 同位素比值，铬铁矿岩具有最高的 Os 含量；熔岩为高 Re 低 Os 高 Os 同位素比值；堆晶杂岩的 Re-Os 含量和 Os 同位素组成都介于上述两者之间。5 个堆晶杂岩拟合的等时线年龄为 155Ma，Os 同位素初始值为 0.1339，较当时对流地幔的要高，也高于球粒陨石的现代值，可能是 SSZ 构造环境中形成的岩浆房内，有地壳混染的结果。枕状熔岩的高 Os 同位素组成，除去原位 ^{187}Re 放射性衰变 ^{187}Os 的增长外，与海水的混染作用有关。

关于特提斯蛇绿岩的 Os 同位素组成（$^{187}Os/^{188}Os$），已有报道如下：Cyprus Troodos 蛇绿岩的豆荚状铬铁矿为：0.12720－0.12885（0.12814，n=4，Walker et al.，2002），和 0.1265－0.1301（0.1284，n=8，Buchl et al.，2004）。Oman Semail 蛇绿岩的豆荚状铬铁矿为 0.12730－0.13480，（0.13129，n=4，Walker et al.，2002），纯橄榄岩为 0.12708（n=1），方辉橄榄岩为 0.12660（n=1）(Luck and Allegre, 1991)。意大利 Ligurian 蛇绿岩的内带橄榄岩为 0.1219－0.1254（0.1236，n=5），外带橄榄岩为 0.1233－0.1283（0.1261，n=11）（Snow et al., 2000）。与它们对比，东巧蛇绿岩地幔橄榄岩的源区的 Os 同位素组成与 Ligurian 蛇绿岩内带的地幔橄榄岩源区的相似，反映了对流上地幔的 Os 同位素的组成。

致谢：国家自然科学基金（批准号：40473008，40173008，49773003）

新疆北部库尔提蛇绿岩中斜长花岗岩的成因探讨

张海祥[1]，牛贺才[1]，于学元[1]，Hiroaki Sato[2]，单 强[1]
1: 中国科学院广州地球化学研究所，广州，510640
2: 日本神户大学地球与行星科学系，日本神户，657-8501

1、地质概况

库尔提蛇绿岩位于新疆北部阿尔泰地区富蕴县城以北约 30km 的库尔提一带，它形成于西伯利亚板块南缘的古亚洲洋弧后盆地环境[1]。库尔提蛇绿岩呈两个岩片侵位于早泥盆世康布铁堡组变质岩系中，其中北部岩片主要由具枕状构造的变玄武岩及侵入其中的少量辉长岩、辉绿岩岩墙或岩床组成；南部岩片主要由变质的镁铁质侵入岩组成（包括辉长岩和辉绿岩等），其中的基性岩脉也很常见，在岩片的最北侧出现少量枕状玄武岩。本研究在库尔提蛇绿岩剖面的南部岩片首次发现了斜长花岗岩脉。在野外，它以细脉状与角闪岩呈黑白互层状产在辉长岩单元，脉体宽度从几厘米到几十厘米不等，最大宽度约 1-2 米。斜长花岗岩为似斑状结构，斑晶主要是中粒斜长石，基质则由石英和斜长石及副矿物绿帘石和锆石组成。从野外产状，地质及地球化学特征看，库尔提蛇绿岩中的斜长花岗岩与角闪岩及辉长岩具有密切的成因联系。

2、斜长花岗岩的成因探讨

由于通过稀土元素的模拟计算可以鉴别火成岩中部分熔融、分离结晶等不同的岩石成因过程，本研究拟通过对与斜长花岗岩具有密切成因联系的角闪岩和辉长岩的稀土元素模拟计算来判别斜长花岗岩可能的母体及成因机制。

为了模拟辉长岩的分离结晶，我们假设：（1）这个分离结晶过程符合 Rayleigh 分离法则；（2）分离结晶作用是通过不同比例的单斜辉石和斜长石从母体辉长岩岩浆中结晶分离实现的。为了达到残余岩浆（斜长花岗岩）中 LREE 富集的目的，我们选择 90%的分离结晶模式，但模拟结果显示，在任何单斜辉石和斜长石比例条件下，都无法达到斜长花岗岩所要求的 LREE 富集程度（图 1A）。同时，选择 60%单斜辉石和 40%斜长石这个矿物比例，对不同的分离结晶程度进行计算模拟，结果也无法获得所需的 LREE 富集（图 1B）。因此，稀土元素模拟计算结果表明，辉长岩的分离结晶不可能是库尔提斜长花岗岩的成因。

那么，辉长岩或由辉长岩变质形成的角闪岩的部分熔融能否形成斜长花岗岩？我们假设：（1）虽然角闪岩是由辉长岩经过角闪岩相的变质作用形成的，但已有研究表明，稀土元素在角闪岩相的变质作用过程并不活泼，因此，我们采用辉长岩和角闪岩的稀土元素平均值作为模拟计算的初始值；（2）熔体和矿物之间的分配系数采用 Arth and Barker (1976) 的数据；（3）部分熔融为批式部分熔融；（4）熔体中稀土元素含量的计算采用 Shaw(1970)的公式。

计算结果表明，虽然辉长岩的部分熔融可以模拟斜长花岗岩的 HREE 含量及 Eu 负异常，但它无法获得斜长花岗岩所要求的 LREE 富集，因此，辉长岩的部分熔融也不可能是斜长花岗岩的成因（图 2A，B）。

角闪岩的部分熔融模拟计算结果显示，在 15%-30%角闪石和 70%-85%斜长石时，通过 5%-30%的部分熔融可以形成与斜长花岗岩完全相似的稀土元素配分模式，因此，库尔提蛇绿岩中的斜长花岗岩应该是由角闪岩的部分熔融形成的（图 3A，B）。

3、角闪岩中的 LREE 富集

对于角闪岩中 LREE 的富集，有以下几种可能：（1）受来源于俯冲岩石圈的流体交代；（2）受来源于俯冲板片的熔体交代；（3）来源于另一个源区低程度部分熔融的熔体加入。此外，海水蚀变也被认为是角闪岩中 LREE 富集的一种可能。

Sr、Nd 同位素研究结果显示，库尔提蛇绿岩中的辉长岩及由辉长岩变质形成的角闪岩的 Sr、Nd 同位素组成没有明显的差异，而已有的研究表明，海水蚀变将引起 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值的增加而 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 同位素比值则保持不变，因此，库尔提蛇绿岩中角闪岩的 LREE 富集不可能是由海水蚀变引起的。

虽然来自于俯冲岩石圈脱水形成的流体具有 LREE 富集的特征，但它同时也富集大离子亲石元素（LILE），因此，受这种流体交代的地幔源区不仅具有 LREE 富集的特征，同时也应该富集 LILE。

由这个地幔部分熔融所形成的岩浆应该同时富集 LREE 和 LILE。微量元素分析结果表明，库尔提蛇绿岩中的辉长岩和角闪岩均未表现出明显的 LILE 富集，因此，把俯冲岩石圈脱水形成的流体交代作为角闪岩中 LREE 的富集机理也勉为其难。

与来自于俯冲岩石圈脱水形成的流体一样，来源于俯冲板片部分熔融形成的熔体也具有 LREE 和 LILE 富集的特征。但已有的研究表明，由受俯冲板片部分熔融形成的熔体交代的地幔部分熔融所形成的岩浆具有 Nb、Ta 等不相容元素富集的特征，这与库尔提蛇绿岩中的辉长岩和角闪岩的微量元素组成完全不同。

Borsi（1996）提出，MORB 的地幔源区可以通过来源于另一个相邻地幔源区非常低程度的部分熔融所形成的熔体的加入而被富集。微量元素和同位素地球化学研究结果表明，库尔提蛇绿岩中角闪岩的 LREE 富集可以用这个模式来解释。

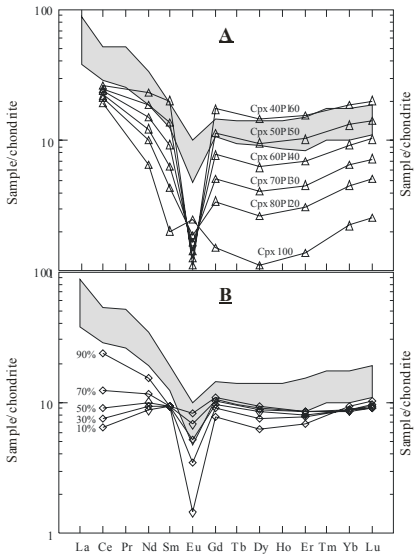


图 1

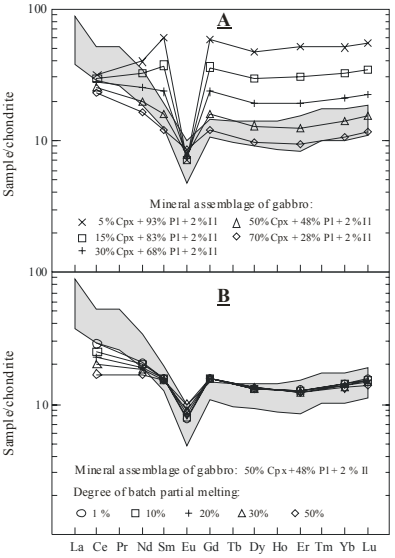


图 2

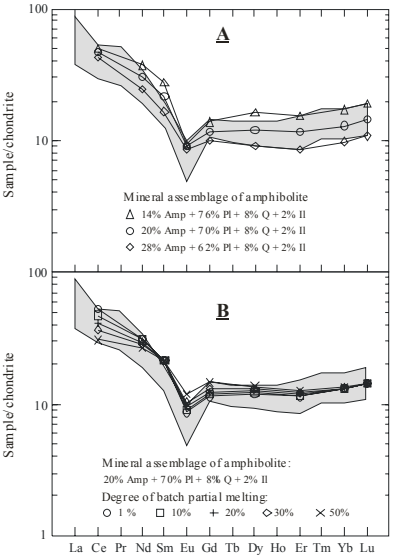


图 3

辉长岩分离结晶 (A)、部分熔融 (B) 与角闪岩部分熔融 (C) 稀土元素模拟计算结果（图中阴影区为库尔提斜长花岗岩稀土元素分布区域）

主要参考文献：

1. 许继峰, 陈繁荣, 于学元等. 2001. 新疆北部阿尔泰地区库尔提蛇绿岩：古弧后盆地系统的产物. 岩石矿物学杂志, 20: 344-352.
2. Arth, J. G., Barker F., 1976. Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implication for the genesis of trondhjemitic - tonalitic magmas. Geology 4, 534-536.
3. Shaw, D. M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. Geochimica et Cosmochemica Acta 34, 237-243.
4. Borsi, L., Schärer, U., Gaggero, L., Crispini, L., 1996. Age, origin and geodynamic significance of plagiogranites in lherzolites and gabbros of the Piedmont-Ligurian ocean basin. Erath and Planetary Science Letters 140, 227-241.

东秦岭松树沟纯橄岩体(蛇绿岩?)成因及构造意义

苏犁[1]　宋述光[2]　牛耀龄[3]
1: 中国地质大学(北京) 地学实验中心 北京 100083
2: 北京大学 地球与空间科学学院 北京 100871
3: Department of Earth Sciences, University of Durham, Durham DHI 3LE, UK

松树沟纯橄岩体是东秦岭造山带最大的超镁铁岩体, 呈透镜状构造岩块就位于秦岭群变基性火山岩－斜长角闪岩、榴闪岩中。由于松树沟超镁铁岩体极为特殊的岩石学特征、伴生岩石类型和野外产状，其成因长期存在争议。90 年代以来，松树沟纯橄岩体多被认为是蛇绿岩底部地幔橄榄岩，与其周围变基性火山岩等并称为松树沟“蛇绿岩”，是认为存在 “古秦岭洋”的最主要岩石单元。同时，也有一些研究者基于松树沟岩体的结构构造和显微组构特征研究认为该纯橄岩体是经历深地壳层次强糜棱岩化改造的超镁铁质熔浆结晶岩石。

对松树沟纯橄岩体野外地质、岩石学、原生岩浆包裹体、元素地球化学特征和 SHRIMP 锆石 U－Pb 年代学的系统研究显示：

（1）松树沟地区镁铁、超镁铁岩块体和石榴辉石岩、麻粒岩、高压麻粒岩等深变质岩均呈透镜体状分布于角闪岩相变质火山岩地层（秦岭群）中，透镜体的长轴方向普遍与区域构造线方向一致。

（2）松树沟岩体出露面积达 20 km^2，主要由粗粒纯橄岩、纯橄糜棱岩、铬铁纯橄岩等纯橄岩类岩石组成，它们占岩体出露面积的 95%以上，仅有～2％（出露面积）的斜方辉石橄榄岩岩块分布于纯橄糜棱岩中，而蛇绿岩底部残留地幔岩通常为方辉橄榄岩、二辉橄榄岩；另外，可见一些透辉橄榄岩脉体沿岩体边部穿切于纯橄糜棱岩中。松树沟岩体主体由纯橄糜棱岩组成，其中有大量粗粒纯橄岩呈透镜状残余块体沿糜棱面理分布，显示它们是粗粒纯橄岩经强烈韧性剪切变形改造的产物。岩体中粗粒纯橄岩与斜方辉石橄榄岩呈透镜状分布于纯橄糜棱岩中，并通常具有等粒或不等粒嵌晶结构、注入结构（impregnation textures），明显不同于地幔橄榄岩的粒状变晶结构。

（3）在松树沟纯橄岩体，橄榄石、尖晶石中熔体包裹体的特征显示为典型的岩浆包裹体，粗粒纯橄岩橄榄石中包裹体的均一温度介于 1250～1300 ℃, 并具有高的初始熔融温度。

（4）松树沟纯橄岩、方辉橄榄岩 Al2O3、CaO 含量低，HREE 高度亏损，但由稀土模式和原始地幔标准化微量元素蛛网图反映 LREE、强不相容元素及 Zr、Hf 富集，并随斜方辉石含量的增高，富集程度增强。

（5）SHRIMP 锆石 U－Pb 年代学研究表明，松树沟纯橄岩体内部粗粒纯橄岩中锆石年龄 2515±12 Ma 和 491±5 Ma 两个峰值，其伴生岩石－石榴辉石岩中变质锆石年龄 501±10 Ma、富水基性杂岩体中变辉长岩中岩浆锆石的年龄 490±10 Ma，

上述新的研究认识表明，松树沟纯橄岩体的岩石类型、岩石组合和矿物、包裹体、地球化学特征等均不同于蛇绿岩底部残留地幔橄榄岩，可能是 LREE 富集的深源熔体大尺度渗滤流动改造岩石圈地幔形成的渗滤成因纯橄岩体，其与伴生石榴辉石岩、斜长角闪片岩不是简单的蛇绿岩组合：残留地幔岩＋基性火山岩＋基性侵入岩的关系，而是一套～500 Ma 的俯冲碰撞杂岩。即松树沟纯橄岩体是构造折返过程中携带的壳幔过渡带渗滤成因橄榄岩体，秦岭造山带是否存在新元古代洋值得商榷。

青海省共和盆地周缘晚古生镁铁质火山岩地球化学及空间分布特征：秦－祁－昆造山带衔接转换关系的启示

郭安林 张国伟 孙延贵 程顺有
西北大学地质系/西北大学教育部大陆动力学重点实验室，西安 710069

共和盆地周缘晚古生代火山岩主要出露于南侧的阿尼玛卿蛇绿岩带、北侧宗务隆带和其间的苦海－赛什塘一带。各带普遍发育不同类型的镁铁质火山岩。

阿尼玛卿蛇绿岩带晚古生代镁铁质火山岩以 OIB、E-MORB 和 N-MORB 组合为特征。与世界典型的同类岩石相比，这些岩石类型总体上表现为较低的 Ce/Pb 和 Nb/U 值，少量岩石具有 Nb 的亏损和 Pb 的富集。OIB 的（La/Yb）$_N$= 5~10， N-MORB 的（La/Yb）$_N$ = 0.41~0.5。OIB 显示了典型洋岛玄武岩的不相容元素富集特点，NMORB 则具明显的亏损性质，EMORB 介于两者之间。这些岩石围绕玛积雪山数千米厚的 OIB 熔岩和含碱性端员的辉长岩向东西两侧呈现过渡关系，即由德尔尼的 N-MORB、OIB 和 E-MORB 组合到玛积雪山的 OIB 向西又复为布青山的 N-MORB、OIB 和 E-MORB。从岩石类型组合和空间分布特征分析，玛积雪山可能代表了古地幔柱沿洋中脊形成的洋脊热点构造或洋中脊岛，极类似于今天的冰岛热点构造。

宗务隆带的镁铁质熔岩 Nb/U 值在 20 左右，平均为 22，与 Sun 所给相应值（50）以及印度洋的 Central Indian 和 Carlsburg Rdige 的 N-MORB 的相应值（44~50）相比，仅为其半。而 Ce/Pb 值平均为 15，也低于 Sun 所给相应值（25）以及印度洋的 Central Indian 和 Carlsburg Rdige 的 N-MORB 的相应值（19~23）。La/Nb 值多大于 1，显示弱的正异常（球粒陨石＝0.95）。在球粒陨石标准化 REE 配分图解上，该带的镁铁质火山岩基本表现了平坦模型，$(La/Yb)_N$ 在 0.9 左右, $(Sm/La)_N$ > 1。与 E-MORB 和 N-MORB 配分模型相比，其配分曲线位于两者之上，显示了较高的 REE 总量。而在 NMORB 标准化 REE 图解上（图），镁铁质熔岩表现两倍于 N-MORB 高的 REE 总量和略微右倾的曲线形式。从镁铁质火山岩的性质来看，该带代表了晚古生代期间柴北缘与南祁连间大陆裂陷基础上发育的有限洋盆。

苦海－赛什塘一线的镁铁质火山岩与前述两带不同，它们显示了大陆玄武岩的特征：高$(La/Yb)_N$值（>15）以及 Nb 的亏损和 Pb 的富集，REE 和微量元素蛛网图形式类似于东非裂谷玄武岩。从该带与阿尼玛卿带的空间分布关系并结合基性火山岩的地球化学和构造重建，推断阿尼玛卿蛇绿岩带与苦海－赛什塘带可能代表了古三联点构造的残迹。阿尼玛卿带代表了最终演化为大洋的三联点构造两臂，苦海－赛什塘一线是伸向陆内的废弃的一支，向北可能与宗务隆带相连。该三联点构造以类似于今天红海－阿登－东非裂谷的形式首先在陆壳基底上发端。作为三联点构造的中心，玛积雪山最初相当于现今红海－阿登－东非裂谷体系的 Afar 裂陷，进而演化为类似于现今的冰岛。

上述三带镁铁质火山岩的发育反映了晚古生代期间东古特提斯拉张体制一个侧面，而其深部动力学原因即是垂向地幔柱的活动（本区镁铁质火山岩普遍存在的低的 Nb/U 和 Ce/Pb 值可能反映了在大的 Dupal 异常的背景下小规模幔柱的局部存在），它导致了中国大陆多块体的构造格局。在本区，阿尼玛卿蛇绿岩所代表的有限洋盆将南秦岭由扬子板块分离出去；宗务隆带分隔了祁连造山带和西秦岭造山带；苦海－赛什塘带则在一定程度上分裂了东昆仑－柴达木地块和西秦岭造山带。从目前陆续报道的早古生代洋壳残余的存在推断，这些大陆裂谷和有限洋盆的出现有可能追随了早先的加里东构造。

印支期本区上述诸带的最终闭合又将扬子、西秦岭、祁连和东昆仑－柴达木诸造山带和地块焊接在一起，完成了中国大陆西部的主体拼合和造就了现今诸造山带和地块间的基本空间构造格局。

因此，如果说垂向地幔柱构造的发育是开启东古特提斯域多岛洋构造格局的主要动力学机制，那么水平板块构造运动则是形成众多有限洋盆和小洋盆的二次驱动。垂向地幔柱构造与水平板块构造的联合作用及相互作用最终成就了中国大陆多块体特征以及它们印支期主体拼合。

新甘交界红柳河蛇绿岩中伸展构造与古洋盆演化过程

郭召杰 史宏宇 张志诚 张进江
造山带与地壳演化教育部重点实验室（北京大学），北京 100871

现代大洋探测和大洋钻探(ODP)计划的实施,发现了洋盆中复杂的伸展变形构造，如北大西洋中脊[1,2]、印度洋中脊[3]、大西洋两侧的 Nova Scotian 海盆[4,5]、Iberia 陆缘[6] 和 Scandinavia 陆缘[7]，以及 Juan de Fuca 洋脊附近的海底[8]。海底扩张过程不仅仅表现为传统意义上的沿扩张中脊新洋壳的生成,还表现为沿平行洋脊方向展布的伸展构造。国外甚至有人将大西洋洋壳的伸展构造现象命名为“大洋变质核杂岩”[9]。由此可见，伸展构造是洋壳生成演化过程中的重要表现形式之一。蛇绿岩是洋盆闭合后保存于造山带中的洋壳残片，它记录了洋盆生成演化和闭合过程的重要信息，是板块构造和岩石圈动力学研究的主要对象和内容之一。蛇绿岩中应该保留有洋盆伸展的信息，全球蛇绿岩研究中,已经发现了丰富的伸展构造现象。如北加利福尼亚的 Josephine 蛇绿岩[10,11]、Alpine-Apennine 蛇绿岩[12]、Cyprus 的 Troodos 蛇绿岩[13]、阿拉伯板块北缘蛇绿岩带[14]、西南英格兰的 Lizard 蛇绿岩[15]、阿拉斯加的 Brooks Range 地区的蛇绿岩等[16]。在上述蛇绿岩中伸展构造发育层次与表现形式不尽相同。蛇绿岩中的伸展构造，不仅为研究和恢复古洋盆构造演化提供了可靠信息，而且是蛇绿岩和洋盆对比研究的重要内容之一。

红柳河蛇绿岩的辉长岩层中发育了糜棱面理、伸展褶劈理和韧性以及韧－脆性和脆性正断层等典型的伸展构造。伸展折劈理、低角度韧性正断层、低角度韧－脆性共轭断层和脆性共轭正断层所对应的最大主应力方向基本上保持一致，说明发育各种变形构造过程中，外界的应力环境相似，因此辉长质岩层中发育的各种伸展构造是同一伸展过程的不同阶段的产物。这些阶段恰好对应发育了不同构造层次的变形构造。这些变形构造按变形层次可分为三类：一类为韧性变形构造，它包括糜棱面理、伸展褶劈理和低角度韧性正断层；二类为韧脆性变形构造，如低角度正断层；最后一类是脆性变形构造，如高角度正断层。从各类构造之间的关系，可以识别出它们发生的先后次序：糜棱面理明显被韧脆性断层和脆性断层切断，但又可见到被后者拖曳的现象，表明以糜棱面理为代表的韧性变形构造发育在韧脆性变形之前；从相互关系也可以看出脆性断层切断了韧脆性断层，表明脆性变形发育在韧脆性变形构造之后。辉长岩层处于一个持续的扩张伸展的应力环境中，先后依次发育了平行堆积层理的糜棱面理、伸展褶劈理、韧性剪切带、低角度正断层和高角度正断层。从韧性变形到脆性变形过程中，共轭断层面向最大主应力夹角也由 110°转变 72°，断层角也由 34°发展到 66°，伸展构造在韧性和韧脆性变形过程中符合最大有效力矩准则，而在脆性变形过程中符合库仑准则[17，18]。

洋盆的演化过程可以分为 3 个阶段：洋壳生成和洋盆扩张阶段、洋盆闭合和碰撞造山阶段、碰撞后的改造阶段。红柳河蛇绿岩中的伸展变形构造是洋壳演化的那个阶段的产物？如果形成于洋盆闭合过程中，那么其运动学特征应该与碰撞期其它构造要素一致。构造要素对比表明他们不是同期的，而且其变形构造层次也明显不同。

另外，该地区碰撞后的改造主要是以脆性为主的变形为主，也不可能形成辉长岩的糜棱岩化和相关的韧性变形。红柳河蛇绿岩早已得到确认，不是原地岩浆侵位的侵入岩体，因此上述变形构造也不是岩浆侵位过程中形成的局部构造。当然，现在所见的蛇绿岩伸展变形构造的原始方位及其运动学特征，由于受洋盆闭合和蛇绿岩构造侵位过程的影响已难以恢复，但根据其与堆晶层理的关系，如糜棱面理基本平行于堆晶层理、由韧性和韧脆性正断层等确定的最大主应力基本保持垂直于堆晶层理，可以基本确定伸展构造发生的应力状态：伸展方向平行堆晶层理方向而最大主应力基本垂直于堆晶层理。根据现今大洋盆地中大量伸展构造发现的事实[1-9]，可以认为红柳河蛇绿岩中的伸展构造

发生于古洋壳生成扩张阶段，其构造现象也与国外典型蛇绿岩中的伸展构造相似[10-16]。基于大洋ODP 计划的发现，对洋壳中的伸展机理提出了不同的认识[4]。Norrell 等[10]将洋中脊扩张分为“岩浆型扩张”和“非岩浆型扩张”(即表现为上部犁式断层和下部伸展韧性剪切带),并认为“岩浆型扩张”是快速扩张的产物,而“非岩浆型扩张”是慢速扩张的代表样式。现今大洋探测和 ODP 计划也证明，大西洋和印度洋洋盆中伸展构造发育远较太平洋中显著，也与它们扩张速率的不同有关。红柳河蛇绿岩中丰富的伸展构造，表明其代表的古洋壳很可能是慢速扩张洋盆的产物。

红柳河蛇绿岩中伸展构造研究还表明，其伸展过程经历了从韧性、韧脆性到脆性的连续过程，其形成过程可以概括如下：新洋壳在洋中脊处生成后因海水的冷却作用上部洋壳先凝固,随着洋壳向两侧的扩张,上部冷凝壳与下部热的塑性壳会发生拆离,拆离面产生于冷壳与热壳的流变不连续界面处,随着扩张作用向两边的进行,离扩张脊越远冷凝壳越厚,后期拆离面也会越来越深,一直可达到深部洋壳或上地幔。而红柳河地区所见正好是洋壳上下不连续拆离面沿堆晶辉长岩层发生的结果。

综上所述，红柳河蛇绿岩伸展构造形成于洋盆扩张时期，该类型伸展构造可能是洋壳慢速扩张的产物。红柳河蛇绿岩中的伸展构造研究表明，蛇绿岩记录了古洋盆生成、运移、闭合和后期改造等全过程的信息。蛇绿岩变形构造的研究，结合不同阶段年代学分析，可以为恢复古洋盆的生成、拆离伸展到侵位乃至后期改造演化的历史时段、洋盆规模、洋盆性质等提供系统的构造限制。

参考文献

1 Gee, J., et al. Slow cooling of middle and lower oceanic crust inferred from multicomponent magnetizations of gabbroic rocks from the Mid-Atlantic Ridge south of the Kane fracture zone (MARK). J. G. R., 2002, 107 (B7): 2137

2 Tivey, M. A., et al. A near-bottom magnetic survey of the Mid-Atlantic Ridge axis at 26°N: Implications for the tectonic evolution of the TAG segment. J. G. R., 2003, 108 (B5): 2277

3 Dick, H. J. B., et al. A long in situ section of the lower ocean crust : results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge. E. P. S. L., 2000, 179: 31

4 Salisbury M H, et al. Listric faults imaged in oceanic crust. Geology, 1993, 21:117

5 Keen C E, et al. Formation and evolution of the Nova Scotian rifted margin: Evidence from deep seismic reflection data. Tectonics, 1995, 14 (4): 918

6 Pérez-Gussinyé, M., et al Mechanisms of extension at nonvolcanic margins: Evidence from the Galicia interior basin, west of Iberia. J. G. R., 2003, 108(B5):2145

7 Mosar, J., et al. Scandinavia’s north Atlantic passive margin. J. G. R., 2003, 108 (B8): 2360

8 Minshull T A，et al. Geometry of a mid-ocean-ridge normal fault. Geology, 1997, 25: 835

9 Fletcher J M, et al. Brittle-ductile normal faulting across the Mid-Atlantic Ridge: an oceanic metamorphic core complex. Abstracts with Programs--Geological Society of America, 1996, 28(7): 250

10 Norrell G T, et al. Detachment faulting and amagmatic extension at mid-ocean ridges: the Josephine ophiolite as an ex-ample. Geology, 1988, 16: 827

11 Harper G D. Episodic magma chambers and amagmatic extension in the Josephine ophiolite. Geology, 1988, 16: 831

12 Lemoine M, et al. Ultromafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): in search of a genetic model. Geology, 1987, 15: 622

13 Varga R J, et al. Spreading structures of the Troodos ophiolite, Cyprus. Geology, 1985, 13: 846

14 Dilek Y, et al. Structure of the Kizildag ophiolite, as low-spread Cretaceous ridge segment north of the Arabian promontory. Geology, 1992, 20:19

15 Gibbons W, et al. Ophiolitic mylonites in the Lizard complex: ductile extension in the lower oceanic crust. Geology, 1991, 19: 1009

16 Wirth K R, et al. Chronology of ophiolite crystallization, detachment and emplacement: Evidence from the Brooks Range Alaska. Geology, 1992, 20:75

17 郑亚东．共轭伸展褶劈理夹角的定量解析．地学前缘，1999，6（4）：391

18 Yadong Zheng，et al. Maximum effective moment criterion and the origin of low-angle normal faults. Journal of Struct Geol，2004，26(2): 271

19 郭召杰，等．新甘交界红柳河地区辉长质糜棱岩的确定及其意义．北京大学学报（自然科学版），1996，32（2）：222

20 郭召杰，等. 新甘交界红柳河辉长质糜棱岩的超显微影像特征及其形成动力学环境分析. 地球学报，1999，24 (4): 383

21 郭召杰，史宏宇，张志诚，张进江，新甘交界红柳河蛇绿岩中伸展构造研究及其意义，自然科学进展, 2005, 15(9):192-197

阿尔金山北缘蛇绿混杂岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地球化学特征

张志诚[1] 郭召杰[1] 宋彪[2]

1. 北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室 地球与空间科学学院, 北京 100871;
2. 北京离子探针中心, 北京100037

阿尔金地区以巨大的阿尔金走滑断裂而著称于世. 近年来, 有关该地区古大地构造格局及其演化引起越来越多的重视, 已证实阿尔金北缘存在一条蛇绿混杂岩带, 但在生成环境和时间上还存在争议. 阿尔金山北缘蛇绿混杂岩带呈近东西向分布在新疆的红柳沟-拉配泉一线, 向东经安南坝、阿克塞至肃北一带变为北东东向沿阿尔金主断裂展布. 阿克赛青崖子附近蛇绿混杂岩组成岩石包括超基性岩、辉长岩等, 呈透镜状产出.

本区超基性岩石大都强烈蛇纹石化, 几乎全部由蛇纹石组成, 副矿物为尖晶石; 少数样品较新鲜, 蛇纹石化呈网格状, 见橄榄石残留颗粒. 岩石的 MgO/(MgO+TFeO)变化在 0.82-0.90 之间, 具高 Mg, 低 Al、Ca. 在 CAM 和 AFM 图中都落入变质橄榄岩区. 地幔橄榄岩中还富集了 Cr、Ni 等耐火元素, Cr 含量达到2122-3008×10^{-6}, Ni 含量为1383-1980×10^{-6}, 而大大亏损了某些不相容元素(如Rb、Zr、Hf、Ta、Th 等). 地幔橄榄岩稀土含量低, ΣREE 平均为 1.28×10^{-6}, 低于球粒陨石的相应丰度. REE 分配型式图表现为近似平坦的配分曲线, 接近于王希斌等定义的 V 或 U 型配分型式. $(La/Yb)_N$ 为 0.73-3.87, $(La/Sm)_N$ 介于 1.18 到 3.07 之间.

辉长岩主要由斜方辉石和斜长石组成, 镜下显示比较典型的辉长结构, 常见绿泥石化, 可见碳酸盐化、绿帘石化等. 辉长岩 SiO_2 含量为 49.06-50.70, 属于典型的基性岩类, TiO_2 含量低到中等, 为 0.31-1.02%, Na_2O 和 K_2O 含量中等, 平均分别为 0.73%和 0.75%, 二者几乎相等. 球粒陨石标准化的稀土元素分配型式图上属平坦型或轻微富集型, $(La/Yb)_N$ = 1.07-5.19 , $(La/Sm)_N$ = 0.96-2.72. 富集大离子亲石元素(Rb、Ba 等), 高场强元素基本未发生分馏.

为了精确研究阿尔金山北缘蛇绿岩带的形成年龄, 选择了SHRIMP锆石U-Pb年龄测定方法. 所用样品取自青崖子附近(图2), 岩性为辉长岩, 主要由斜方辉石和斜长石组成, 见碳酸盐化、绿帘石化等.

在廊坊区域地质调查院用常规方法从样品中分离锆石. 可能是由于样品粉碎的原因, 分离出的锆石多为形态不完整的颗粒. 按照宋彪等人[11]描述的制靶, SHRIMP锆石U-Pb分析是在中国地质科学院北京离子探针中心的SHRIMP Ⅱ上完成. 分析流程和方法见文献[12], 使用的标准样品SL13(572Ma)标定标样TEMORA1(417Ma)和待测锆石的U, Th, Pb含量, 而锆石U-Th-Pb 同位素比值用TEMROA1标定. 数据处理、年龄计算和绘图使用的是SQUID和ISOPLOT程序[13,14]. 表1列出的SHRIMP分析数据是每个锆石点连续5次分析的平均值, 误差为1 σ , 但$^{206}Pb/^{238}U$加权平均年龄的误差为95%置信度的结果.

由于辉长岩样品锆石含量较少, 本次共测定了16个锆石颗粒. 锆石U含量变化范围在49-3435μg/g, Th/U 比值分别变化于0.30~5.10之间, 多数介于0.50~0.80间. 除一个点外, 其它所有数据点在U-Pb谐和图上集中落在谐和线上及其附近. 所获得的15个$^{206}Pb/^{238}U$比值介于0.7550-0.8810, $^{207}Pb/^{235}U$为0.598-0.721, 得到$^{206}Pb/^{238}U$年龄为上述两个年龄使用实测的^{204}Pb做普通铅校正的结果. 需要指出的是, 即使采用其他的普通铅校正方法, 仍然能够得到在较好的$^{206}Pb/^{238}U$年龄。

本次工作测定的16个锆石颗粒, 其中10个颗粒锆石的$^{206}Pb/^{238}U$平均年龄为521.1±11.9Ma, MSWD=2.09, 在$^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$谐和图上, 集中落在谐和线上, Th/U 比值多数介于0.50~0.80间, 表明所测定的锆石都是从岩浆中结晶形成的, 因而锆石年龄可以代表岩体的形成时代; 另外有5个点

组成了另一组, 其平均年龄为472.8±10.0Ma, MSWD=0.28, 在$^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$谐和图上, 略微偏离谐和线, 落在谐和线右侧附近, 表明有少量铅丢失, 代表有后期热事件的干扰; 测点DA11-4-6.1年龄为1427±28Ma, 远离谐和线, 可能为继承性锆石年龄.

蛇绿混杂岩辉长岩的SHRIMP锆石U-Pb形成年龄为521.1±11.9Ma, 在误差范围内与火山岩全岩Sm-Nd等时线年龄508±41Ma一致, 可能表明阿尔金山北缘蛇绿混杂岩形成于早古生代早期. 这一形成时代与北祁连早古生代蛇绿岩具有相似的时间, 说明两者曾经是相连的, 只是由于后期阿尔金走滑断裂带的影响才被移至现今位置.

蛇绿混杂岩辉长岩的SHRIMP锆石U-Pb铅丢失年龄为472.8±10.0Ma, 这一年龄与区域上广泛发育的变质事件在误差范围内相同, 可能为洋盆闭合时变质作用所致, 代表了洋盆闭合的下限年龄.

阿尔金山北缘蛇绿混杂岩原是与北祁连蛇绿岩带相连的, 只是由于后期阿尔金走滑断裂带的影响才被移至现今位置.

北祁連造山帶之東草河蛇綠岩的岩石學、地球化學、U-Pb 定年學與其地體構造的意義

The Dongcaohe Ophiolite From the North Qilian Orogenic Belt, NW China: Igneous Petrology, Geochemistry, U-Pb Geochronology, and Tectonic Implications

曾建元[1]、楊宏儀[1]、謝宗穎[1]、劉敦一[2]、萬渝生[2]、吳漢泉[3]、左國朝[4]

[1]成功大學地球科學系，台南
[2]中國地質科學院地質研究所北京離子探針中心，北京
[3]西安地質礦產研究所，西安
[4]甘肅省地質調查院，蘭州

The Dongcaohe ophiolite, a typical Caledonian mid-ocean ridge type ophiolite with an age of 497.3±5.5 Ma, occurs as a fault-bounded block associated with a volcanic belt along the northern margin of the central-south Qilian craton, NW China. Its intrusive sequence consists of a layered, modally-polycyclic cumulate dunite-troctolite-anorthosite-gabbro series and an isotropic gabbro-gabbronorite- hornblende gabbro series. Its extrusive sequence consists of hornblende diabase and hornblende basalt. The lithological and structural features indicate that it is of lherzolitic ophiolite type. The crystallization sequence is olivine-plagioclase- clinopyroxene-orthopyroxene. The primary magma of the Dongcaohe ophiolite is justified to be olivine tholeiite. Field relations, lithostratigraphy, petrology, and bulk-rock compositions all suggest that fractional crystallization was extensively operating at low pressures during crystallization of this presumed olivine tholeiitic magma to form the Dongcaohe ophiolite.

Trace elements bear geochemical characteristics of both normal mid-ocean ridge basalt and island arc tholeiite, and suggest a supra-subduction zone environment for the Dongcaohe ophiolite. The Dongcaohe ophiolite and the associated continental margin arc jointly imply a southward subduction of the major paleo-Qilian oceanic lithosphere beneath the central-south Qilian carton and a spreading event in the supra-subduction zone behind the arc to have formed a continental backarc basin transitional to an embryonic ocean during the late-Cambrian to early-Ordovician period.

北阿尔金--北祁连的早古生代俯冲增生杂岩带和板块构造体系

杨经绥　吴才来　张建新　史仁灯　孟繁聪　许志琴　李海兵　戚学祥　陈松永
国土资源部大陆动力学重点实验室,中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037

北阿尔金俯冲增生杂岩带位于阿尔金走滑断裂带的西侧，北祁连俯冲增生杂岩带位于阿尔金断裂带的东侧，两者均呈近东西走向延伸，被认为曾是同一条俯冲增生杂岩带，被阿尔金断裂左行走滑位移约 400km。本文报道作者近几年对北阿尔金和北祁连俯冲增生杂岩带的研究进展，并结合前人的研究成果，初步探讨该地区的早古生代板块构造体系。

1. 北阿尔金俯冲增生杂岩带

北阿尔金俯冲增生杂岩带呈近东西向展布，西起阿尔金米兰红柳沟，向东经阿克赛延至肃北，全长大于 600km，宽度仅 20 余 km。北侧与由高角闪岩相—麻粒岩相变质杂岩所组成的太古代米兰群呈断层接触，后者被认为是塔里木地块古老变质基低的组成部分。其南侧主要由浅变质具有大陆边缘环境性质的碎屑岩、碳酸盐岩所组成，时代为中新元古代，被认为是中阿尔金地块的一部分。

北阿尔金俯冲增生杂岩带由蛇绿岩、高压变质岩和俯冲碰撞有关的花岗岩组成。

蛇绿岩包括地幔橄榄岩、镁铁-超镁铁质堆积岩、岩墙群和基性熔岩等组成，它们以规模不等的构造岩块产出，组成一条蛇绿混杂岩带。岩块大者长十余 km，宽近 1km，未见发育完整的蛇绿岩剖面。地幔橄榄岩以方辉橄榄岩为主，有少量纯橄岩；深成堆晶岩为新发现，主要有易剥橄榄岩、橄榄辉石岩、橄榄二辉岩、辉石岩和辉长岩等组成，席状岩墙群的岩石成分与熔岩一致，属低 Ti 的 MORB 型，此外，另有一套高 Ti 的洋岛型拉斑玄武岩。根据深成堆积岩的岩石类型，矿物成分和岩石地球化学特征，认为它们不同于大洋中脊和弧后盆地蛇绿岩的堆晶岩，而可能是 SSZ 型蛇绿岩堆晶岩组合。由此推测北阿尔金不仅存在 MOR 型蛇绿岩组合，也同时存在 SSZ 型蛇绿岩组合。锆石 SHRIMP U-Pb 同位素定年获得堆晶辉长岩的年龄为 479Ma，由此推断洋盆的形成时代应该更早些。

在北阿尔金的红柳泉一带新认别出一套蓝片岩和榴辉岩。它们与泥质片岩，钙质片岩和石英状片岩等一起构成 HP/LT 变质带，与相邻的蛇绿混杂岩呈断层接触。P-T 估算显示榴辉岩形成的峰期温压为 T=430-540℃，P=2.0-2.4GPa，北阿尔金 HP/LT 变质带在岩石组成、野外产出及岩石学和矿物学特征等方面与北祁连 HP/LT 变质带十分相似。

在北阿尔金俯冲增生杂岩带的南北两侧均出露一套成为特征相似年龄相近的同碰撞岛弧型石英闪长岩类，锆石 SHRIMP U-Pb 测年获得南带的石英闪长岩年龄为 481Ma，斜长花岗岩为 474Ma，北带花岗闪长岩 481Ma。此外，南带还获得一组属碰撞后 S 型花岗岩类的同位素年龄分别为 437Ma，433Ma，411Ma 和 434Ma；北带另获得一个 405Ma 的花岗岩年龄，其受走滑断层控制形成于折返阶段。

2. 北祁连俯冲增生杂岩带

北祁连俯冲增生杂岩带东西延伸 800km，南北宽约 100km，该俯冲增生杂岩带同样由蛇绿岩、高压变质岩和俯冲碰撞有关的花岗岩组成。

蛇绿岩的空间分带较清楚，由南至北，分为南带洋脊型蛇绿岩，中带岛弧环境的蛇绿岩和北带弧后盆地环境蛇绿岩。南带玉石沟蛇绿岩为洋脊型代表。该蛇绿岩由地幔橄榄岩，层状堆晶岩、辉绿岩墙和枕状熔岩等组成。堆晶辉长岩锆石的 SHRIMP U-Pb 年龄为 550±17Ma。

中带岛弧型蛇绿岩包括扁马沟和百经寺一带的镁铁—超镁铁岩；其中有地幔橄榄岩，辉长岩、

岩墙群和枕状熔岩等。熔岩中有 SSZ 型典型玻安岩系列岩石。我们新获得的百经寺辉长岩的锆石 SHRMP U-Pb 年龄为 506Ma，代表洋壳俯冲岛弧环境裂解的时代。在中带与岛弧蛇绿岩相伴的野马咀花岗岩的锆石 SHRIMP 为 512Ma，与岛弧形成时代较为一致。

北带弧后盆地蛇绿岩分布在塔墩沟和老虎山一带，同样存在地幔橄榄岩、辉长岩、辉绿岩和基性枕状熔岩等。LA-ICPMS 等离子质谱方法测得塔墩沟辉长岩 43 粒锆石 U-Pb 平均年龄为 508±13Ma。认为如果该年龄可以代表弧后盆地的拉张时代，那么弧后盆地的形成与洋壳俯冲和岛弧形成时代一致。此外，我们新获得民乐附近的窑沟花岗岩岩体锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 461Ma，认为其形成可能与弧后盆地的关闭有关。

北祁连的 HP/LT 相的蓝片岩和榴辉岩带前人已有较多研究，其形成年龄一般认为在 489—440Ma，最近有关报道榴辉岩的锆石 SHIMP 年龄为 460Ma 左右，也在此范围。蓝片岩和榴辉岩的形成温压条件与北阿尔金的 HP/LT 变质带基本一致。

值得提出的是，与北阿尔金的情况相似，在北祁连俯冲增生杂岩带的南缘也有一套花岗岩出露，认为属被动大陆边缘的岩浆岩。SHRIMP U-Pb 方法测得其中克克里花岗岩的两个不同岩性年龄分别为 512Ma 和 501Ma,测得祁连县南牛心山岩体的年龄为 476Ma。尤其，除了一套中酸性花岗岩类侵入体外，在油葫芦沟南段还发现一套被动大陆边缘的中基性枕性熔岩，其锆石 U-Pb 年龄显示以 430Ma 为主，但其中发现一些 15 亿年—24 亿年的老锆石年龄，证明其形成于陆壳的裂解。

3.板块构造体系

总的来看，北阿尔金俯冲增生杂岩带的岩石构造单元可以与北祁连山对比，但其空间展布的分带性不如后者，这可能与北阿尔金带被强烈压缩和肢解有关。根据两带的可对比性，我们认为它们曾同属一个带的认识是可信的。

北祁连俯冲增生杂岩带的板块构造体系可以由南至北分为洋盆，岛弧和弧后盆地三个带，这点与夏林圻先生（1998）的划分一致，但本研究对每个阶段都新取得同位素年龄值的限定。我们新的认识是认为在洋盆之南的被动大陆边缘一侧也出现陆壳的裂解，形成中基性火山岩和中酸性侵入岩。

南天山库勒湖蛇绿岩地球化学特征及其年龄

龙灵利　钱青　高俊　熊贤明

中国科学院地质地球物理研究所，北京，100029

库勒湖蛇绿混杂岩出露于南天山南缘晚古生代蛇绿岩带中，位于独山子—库车公路段库勒湖一带，出露宽达 2km。带内混杂岩块有细碧岩、角斑岩、辉绿辉长岩、灰岩、硅质岩及玄武岩，部分玄武岩发育枕状构造。

本次主要对库勒湖蛇绿混杂岩中的玄武岩进行地球化学研究。岩石大多呈块状构造，普遍发生碳酸盐化、绢云母化、绿泥石化。岩石 SiO_2 含量介于 45.56~48.69 wt%之间，Al_2O_3=13.35~15.03 wt%，TFe_2O_3=8.23~11.11 wt%,MgO = 6.06~10.64 wt%，Na_2O=1.87~4.43 wt%,K_2O=0.10~0.52 wt%，TiO_2 的含量位于 0.56~1.42 wt%之间。ΣREE 值为 16.52～42.92μg/g，$(La/Yb)_N$=0.29～0.51,（$La/Sm)_N$=0.39～0.53，Eu 具负异常。Zr，Hf 的丰度为 21.74～69.21μg/g ，0.70～2.00μg/g。大离子亲石元素 Th，U，La，Ce 亏损。用球粒陨石标准化的稀土元素配分模式图和用 N-MORB 标准化的微量元素蛛网图均显示该岩石具有 N-MORB 的特征。Sr 明显正异常，可能与岩石普遍碳酸盐化有关。Sm-Nd 同位素测定结果 εNd(t)(t=425Ma,SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄)值为 8.22-10.19，与 MORB 的值＋10 左右（White，W.，1997）很吻合。由此推测其源区可能为来自亏损地幔的大洋中脊。

用于 SHRIMP U-Pb 年龄测定的锆石晶形较好，短柱状，有的近等轴状，大部分具清楚的韵律环带，其特征表现为岩浆锆石特点。测试结果 $^{205}Pb/^{238}U$ Age＝425±8Ma。但所分析样品中有六个锆石（共 23 个）的年龄在 969Ma 左右，这与该区花岗片麻岩年龄相近（陈义兵，1999；陈义兵，2000；胡霭琴，2001）。平均年龄在 969Ma 左右的锆石，阴极发光下显得较暗，Th/U 值为 0.13~0.71，而年龄为 425Ma 左右的锆石 Th/U 值为 0.60~0.95。

库勒湖蛇绿岩岩石的主量、微量及同位素地球化学的分析结果显示其具 N-MORB 特征，SHRIMP U-Pb 锆石年龄的测定结果为 425±8Ma，表明志留纪时南天山地区存在一个洋盆。在较年轻（425±8Ma）的具大洋中脊性质的库勒湖蛇绿混杂岩中发现有 969Ma 左右的老的锆石，可能说明南天山库勒湖蛇绿岩代表的洋盆是在早期的塔里木北缘基底上裂开形成的。对于这种老锆石的来源需要进一步探讨研究。

参考文献

陈义兵，胡霭琴，张国新，张前锋，1999.西天山独库公路花岗片麻岩 U—Pb 年龄及其地质意义.科学通报，44 (21): 2328-2332.

高俊,汤耀庆,赵民,王军.1995.新疆哈尔克山蛇绿岩的形成环境.地球科学-中国地质大学学报, 20(6): 682-688

胡霭琴，张国新，陈义兵，张前锋，2001.新疆大陆基地分区模式和主要地质事件的划分. 新疆地质，19(1): 12-1

王学潮，何国琦,李茂松,高俊,陆书宁.1995.南天山南缘蛇绿岩岩石化学特征及同位素年龄. 河北地质学院学报, 18(4): 295-302

张旗，周国庆.2001.中国蛇绿岩.北京：科学出版社. 1-117

内蒙古贺根山蛇绿岩地球化学和年代学及其意义

苗来成[1] 范蔚茗[1] 张福勤[1] 刘敦一[2] 简 平[2]
1. 中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029
2. 中国地质科学院地质研究所北京离子探针中心，北京 100037

贺根山蛇绿岩是我国北方造山带内规模最大的蛇绿岩之一，由朝克山、贺根山、崇根山和乌斯尼黑等 4 个被肢解的岩块的组成。这些岩块主要由蛇纹石化超基性岩单元、堆晶岩、玄武岩、基性脉岩及斜长花岗岩组成。此外，贺根山岩块还与灰岩、铁碧玉和未变质的块状玄武岩伴生，同时发育有铬铁矿床（化）。

贺根山蛇绿岩的超基性岩主要由方辉橄榄岩和少量的纯橄榄岩组成，其地球化学特征以强烈亏损 Ca、Al、Ti，轻微富集 LILE （如 Ba 和 Rb）和 LREE 为特征，表明它们是经历过高度部分熔融及后期交代作用改造的残余的幔橄榄岩。堆晶岩单元主要由辉长岩及少量橄长岩组成，堆晶条带发育，其最显著的地球化学特征为具 LREE 相对亏损的稀土配分模式（$La/Yb)_{CN}$ = 0.21-0.92）、明显的正 Eu 异常（Eu*/Eu = 1.24-2.66）和高的εNd(t) 值 (+8 – +11)。这反映出它们是结晶分离的产物，且其母岩浆具有似 N-MORB 特征。此外，在原始地幔标准化蛛网图上，堆晶岩还表现出明显的 Pb 富集和一定程度的 Nb 亏损，表明岩浆过程中有岛弧或陆壳组分的加入。基性脉岩除更为平坦或 LREE 略亏损的稀土配分模式和无明显 Eu 异常外，其它地球化学和 Nd 同位素特征与堆晶辉长岩基本一致。贺根山蛇绿岩中的基性熔岩可分为两种类型：一种是经历了绿片岩相变质及变形的变玄武岩（绿片岩）；另一种为未变形和变质的块状玄武岩。其中，变玄武岩具有与前述基性脉岩及堆晶辉长岩相同或相似的微量元素和 Nd-Sr 同位素地球化学特征，而块状玄武岩则明显不同，具有轻、重稀土高度分馏 REE 配分模式（$(La/Yb)_{CN}$ = 3.0-3.3）、Nb 相对富集(La/Nb = 0.72-0.79, Th/Nb = 0.07)和较低的εNd(t)值 (+5.2 – +5.7)，其特征相似于洋岛玄武岩（OIB）。

侵入于超基性单元中的斜长花岗岩脉具有高 SiO_2（>70%）、MgO（0.69-0.82%）和 Na_2O（6-6.5%; Na_2O/K_2O > 2.0）、中等 Al_2O_3（13-15%）和 CaO (0.4-1.1%)、极低的 Y（5.5-7.8 ppm）和 Yb（0.6-0.8 ppm）含量；具强烈的轻、重稀土分馏（$(La/Yb)_{CN}$ = 5.7-8.1），没有明显的 Eu 异常（Eu*/Eu = 0.86-1.04）；在微量元素珠网图上，具有 K、Pb、Sr 正异常和 Nb、Ti 负异常。这些特征明显不同与多数蛇绿岩中分异出的典型的大洋斜长花岗岩。贺根山斜长花岗岩脉高的εNd(t) (+6.3 to +6.8)值和低的 I_{Sr}（0.70412 - 0.70450）值，以及高的 MgO、Na_2O 含量表明其是以年轻洋壳物质为主的部分熔融的产物。

年代学研究结果表明，贺根山蛇绿岩中的基性脉岩和浅色堆晶辉长岩的锆石 SHRIM U-Pb 年龄分别为 298±9 和 295±15 Ma（2σ），未变质的块状玄武岩 Ar-Ar 坪年龄为 293±1 Ma（1σ），而斜长花岗岩脉的锆石 SHRIM U-Pb 年龄则为 244±4 Ma（2σ），与前人测得的变质基性脉中角闪石的 Ar-Ar 坪年龄（242±2 Ma; Robinson et al., 1999）一致。此外，基性脉岩和堆晶岩中均存在年龄为 330-2500 Ma 继承锆石，而斜长花岗岩脉中则存在年龄为 290 Ma 的继承锆石。这些年龄资料说明，贺根山蛇绿岩形成于晚石炭世至早二叠世，其构造侵位时间与斜长花岗岩脉侵位时代一致，即早三叠世。

综上所述，贺根山蛇绿岩包含至少两种成因不同但年龄相近的组成单元：一种具有 N-MORB 特征，可能源于亏损的软流圈地幔，其 Nb 亏损的特征表明其形成于岛弧及弧后盆地环境（与含继承锆石特征相一致）；另一种具有 OIB 特征，可能源于富集的软流圈地幔。贺根山蛇绿岩的形成年龄（295 Ma）和侵位时代(244 Ma)表明，北方造山带最终造山时代为三叠纪。

下地壳对华北克拉通及大别造山带中生代镁铁质岩浆岩地幔源区的贡献

Contributions of lower crust to the mantle sources of the Mesozoic igneous rocks from the north China craton and Dabie orogen

李曙光[1]，黄方[1,2]，杨蔚[1]

1, 中国科学技术大学地球与空间科学学院，中国科学院壳幔物质与环境重点实验室

2, Department of Geology, University of Illinois at Urbana-Champaign

华北克拉通及大别造山带广泛发育的中生代镁铁质岩浆岩据有相似的地球化学特征：轻稀土及大离子亲石元素富集，高场强元素（如 Nb，Ta，Ti）亏损，非常低的$\varepsilon_{Nd}(t)$ (大部分 <-10)和 Pb 同位素比值，和较大的的 $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ 变化范围 (0.7040 ~ 0.7120)。前人研究一直将这一地球化学特征解释为其源区是交代富集的岩石圈地幔。这一解释产生如下令人困惑的问题。

（1）它不可能用俯冲洋壳析出流体的交代作用来解释，因为除鲁西外大部分这类岩石具有 EM-I 特征。如果用来自软流圈的熔流体交代来解释，则$\varepsilon_{Nd}(t)$=-10—-20 的特征要求非常古老的地幔交代事件。然而华北古生代金伯利岩的$\varepsilon_{Nd}(t)$值仅有-5—-7，它不支持古生代以前华北克拉通有高度富集的 EM-I 型岩石圈地幔。

（2）Zhang et al.（2003）建议该交代富集事件发生在古生代以后，侏罗-白垩纪以前，交代熔流体来自晚古生代俯冲洋壳或三叠纪俯冲陆壳，则可以解释具鲁西岩石的 EM-II 高 $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ 比值特征。然而该模式仍无法解释鲁中，太行山等岩石的 EM-I 特征。

（3）按照这一解释还为我们探讨华北克拉通岩石圈减薄机制带来困惑。通常我们依据幔源岩浆岩的$\varepsilon_{Nd}(t)$—t（年龄）演化曲线中$\varepsilon_{Nd}(t)$的突然升高处判断岩石圈减薄事件发生的时代。辽西中生代火山岩研究表明这一$\varepsilon_{Nd}(t)$的突然升高事件发生在 120-106Ma。按照低$\varepsilon_{Nd}(t)$值代表富集的岩石圈地幔的解释，该富集的岩石圈地幔是在 120-106Ma 期间减薄掉的。然而按照高镁 adakite 岩石的出现，该区岩石圈早在 160Ma 就通过岩石圈拆离开始减薄了（Gao et al., 2004），但是该岩石圈（包括镁铁质下地壳及下伏岩石圈地幔）的拆离并未使后来早白垩世幔源岩浆岩的$\varepsilon_{Nd}(t)$值发生明显变化，这确实令人费解。

上述令人困惑的问题使我们不得不重新思考华北克拉通及大别造山带中生代镁铁质岩浆岩地球化学特征的真实含义是什么？事实上该类岩浆岩具有一系列反映下地壳特征但很难用地幔交代作用解释的地球化学特征。

（1）**Pb 的正异常,Ce/Pb<20。**MORB 和 OIB 均无 Pb 正异常，Ce/Pb>20, 说明地幔部分熔融产生的熔体不可能产生 Pb 正异常。俯冲洋壳析出流体可携带大量 Pb 但要伴随高 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 和高 Rb/Sr，其交代富集地幔具 EM-II 特征。Smoky Butter 代表的具 EM-I 特征的富集岩石圈地幔 Ce/Pb>40。上中下地壳均有 Pb 正异常, Ce/Pb<10，但只有下地壳具有 EM-I 特征。

（2）**Rb 的负异常,其 Rb/Ba 很低。**只有下地壳有此特征，中上地壳均无此特征。地幔部分熔融产生的熔体及洋壳析出流体也均无此特征。

（3）**Nb/U<25。**MORB 和 OIB 代表的幔源熔体 Nb/U=45-50，只有地壳物质及俯冲洋壳析出流体 Nb/U<25。但如上所述，俯冲洋壳析出流体交代要伴随 EM-II 特征。

（4）**低放射成因 Pb 和 Sr-Pb 同位素正相关。**在 $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图上位于地球等时线左侧。

地球上公认的低放射成因 Pb 储库只有地核和下地壳。显然地核不可能对非 plume 成因的幔源岩浆做出贡献。不排除交代富集岩石圈地幔具有低放射成因 Pb，然而 Hawkersworth et al. (1990) 指出大陆交代富集岩石圈地幔具有 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 与 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 比值负相关特征，这是因为交代流体具有高 Rb/Sr，低 U/Pb（因流体溶解大量 Pb）特征，而被交代亏损岩石圈地幔具低 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 与高 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 特征。但是已有的大别山及华北该类岩石的 Sr，Pb 同位素组成大致具正相关特征。我们知道在地壳物质中 Rb/Sr 和 U/Pb 具正相关，因此只有下地壳才同时具有低放射成因 Pb 和 Sr-Pb 同位素正相关特征。

上述地球化学特征表明华北克拉通及大别造山带中生代镁铁质岩浆岩地球化学特征并非源自交代的富集岩石圈地幔，而是下地壳物质对其地幔源区混染的结果。岩浆上升及侵位过程的陆壳的混染已被众多研究认为不是主要的。我们认为华北克拉通及大别造山带增厚岩石圈的拆离是造成其地幔源区被下地壳物质混染的主要方式。Lustrino（2005）提出了一个拆离下地壳如何影响玄武质岩浆成分的模型对解释华北克拉通及大别造山带中生代镁铁质岩浆岩地球化学特征有重要参考价值。以辽西为例，中晚侏罗世的岩石圈拆离不但使拆离的榴辉岩相镁铁质下地壳部分熔融产生高镁 adakite 岩浆，它与拆离富集岩石圈地幔部分熔融产生的玄武质岩浆混合可产生具有上述下地壳地球化学特征的玄武岩浆。此外，上涌的软流圈地幔物质还与这种富硅 adakite 岩浆混杂填补由于岩石圈拆离产生的空缺从而形成新的交代富集岩石圈地幔。早白垩世的区域引张事件导致该新生的交代富集岩石圈地幔发生部分熔融从而产生与中晚侏罗世幔源岩浆具有相同地球化学特征的岩浆。到中晚白垩世以后，由于沿郯卢断裂系的东西向大规模引张，中国东部岩石圈被进一步引张拉薄，从而使来自上涌软流圈地幔的具高ε_{Nd}岩浆直接喷出地表。这一模型较完整揭示了该区中生代幔源岩浆的地球化学特征及演化趋势。

尽管华北于大别山中生代镁铁质岩浆岩的地球化学特征有很多类似之处，但也还是存在一些差别。这主要表现在大别山中生代镁铁质岩浆岩具有较高的Δ8/4 和高 Th/U。$\Delta 8/4 = [(^{208}Pb/^{204}Pb)_i - (^{208}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}]\times 100$，它指示样品的 Th 放射成因 Pb（$^{208}Pb/^{204}Pb$）对应相同 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值条件下相对北半球上地幔值的偏离度。Δ8/4 越高，相同 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值条件下 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 值越高，其源岩 Th/U 越高。通常下地壳的 Th/U 高于上地壳平均值，因此在 Zartman and Doe (1981)的 Pb 构造模型中下地壳的 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 高于上地壳。然而在地表风化过程中，U^{+6} 较 Th^{+4} 有更大的活动性，从而使碎屑沉积物具有高 Th/U。这就是为什么含有再循环碎屑沉积物的具 EM-II 特征的 OIB 具有高Δ8/4 值的原因。大别山中生代镁铁质岩浆岩具有较高的Δ8/4 和高 Th/U 说明大别造山带拆离的俯冲陆壳物质则多少裹入了一些变泥质岩或砂岩物质，而华北岩石圈拆离仅导致增厚的下地壳物质参与壳幔相互作用。

显生宙中国东部岩石圈动力学过程间的可能联系
——化学地球动力学分析

周新华　张宏福

中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029，**xhzhou@mail.igcas.ac.cn**

显生宙是中国东部岩石圈各板块拼合形成统一东亚大陆的关键时段，先后参与这一过程的有古生代西伯利亚板块与华北板块之间的两次拼合作用、三叠纪杨子板块与华北板块的碰撞拼合，以及拼合后对统一的中国东部大陆岩石圈以减薄为主要标志的强烈改造。中新生代中国东部大陆岩石圈发生巨厚减薄已构成八十年代以来我国固体地球科学研究领域中一个持久的研究热点。多学科的深入研究业已表明，中新生代华北岩石圈发生的变化不仅仅是其厚度的减薄，而是从富集的古生代古老克拉通大陆型地幔，全面转变为亏损的新生大洋型地幔。考虑到岩石圈组成变化的系统性及其机制，近年来我们一再建议将此种变化统称为“ 岩石圈转型”（Lithosphere Transformation）可能更为合适。因此了解及确证中生代华北大陆岩石圈地幔性质和特征是认识显生宙中国东部大陆岩石圈演化研究的关键所在。

华北东部中生代深源岩类岩石地球化学研究业已表明，其反演的源区地球化学特征完全受岩类侵位或喷发位置的控制；也即表明中生代华北岩石圈地幔呈现了高度的化学不均一性。总体来讲，华北西部岩石圈地幔较多保持着古老克拉通下地幔的属性，而华北北缘在不同程度富集特征背景下，局部地区存在着亏损地幔特征。华北南部其源区无例外地都显示以ll－型富集地幔为主的地球化学特性，表明它们的共同源区在此前已普遍经受地幔交代作用。深入研究表明，大陆岩石圈地幔交代作用的机制，除俯冲板片析出流体交代改造外，富硅、富钛及富碳酸盐的熔体交代作用也起了重要作用，而且这种富集特征具有南北向的变化趋势。动态部分熔融模式计算要求高度富集的源区地球化学特征，因此单一的洋壳俯冲及通常的流体交代是无法满足要求。中生代深源岩类源区微量元素地球化学特征与杨子下地壳代表样品相似。据此，提出了杨子板片深俯冲导致下部地壳的部分熔融，产生熔体交代改造华北大陆岩石圈地幔的认识；以及华北克拉通地幔自古生代以来经受了南北双向俯冲及交代改造影响的工作模式。综上所述可知，华北中生代岩石圈地幔的地球化学特征实质上可以反映自古生代以来，包括华北克拉通在内的东亚大地构造变动的演化历史。当然，有关华北北缘的两次拼合过程化学地球动力学机制尚需开展进一步工作。尽管如此，已有研究所揭示的这一岩石圈地幔源区地球化学型式是所有后继工作必须考虑的基本制约条件。

陆内造山带地壳与弱化岩石圈地幔的相互作用—以燕山为例

路凤香[1]，张瑞生[1]，郑建平[1]，邵济安[2] 李伍平[3]
1. 中国地质大学地球科学学院，武汉，430074
2. 北京大学地球与空间科学学院，北京 100871
3. 广州大学土木工程学院，广州，510405

燕山属于陆内造山带，中生代发育了 4 期钙碱性火山活动，他们都是壳幔相互作用的产物，其中髫髻山组和义县组分布广泛且具有代表性。髫髻山组 SiO_2 48－68%，峰值 58%，Mg# 50-12, 峰值 40, $(La/Yb)_N$ 2－42, $(La/Yb)_N$ 地区平均值变化范围 4.44－12 , Sr/Y 167.67– 36.42， $\varepsilon_{Nd}(t)$ -14.8－-17.6；义县组 SiO_2 46－76%，峰值 64%，Mg# 76-20, 峰值 55, $(La/Yb)_N$ 10－31, $(La/Yb)_N$ 地区平均值变化范围 4.05－6.06, Sr/Y 65.33–19.7, $\varepsilon_{Nd}(t)$ -5－-15.1。

$J_{2\text{-}3}$ 髫髻山组在北京地区厚度最大（4900m）分布很广（1100km^2），但岩性比较单一，地球化学参数变化范围小，岩浆分异作用不十分强烈。依据 Kay(1991)的方法，应用 La/Yb 的资料估算了早－中侏罗世燕山地区的地壳厚度为 40－45km。髫髻山组粗安岩是在加厚的地壳条件下，源区成分以含角闪石的石榴石麻粒岩和底侵的基性岩为主的壳幔过渡带物质熔融形成，所需的热量由底侵岩浆和壳幔过渡带构造剪切摩擦热所提供。

K_1 义县组与 $J_{2\text{-}3}$ 髫髻山组的特征有差别，义县组岩性及主元素变化范围大，玄武岩中最高的 MgO 含量 达到 14%, 流纹岩中最低的 MgO 含量为 0.37%。微量元素资料显示源区与髫髻山组相同之处为：二者都含有地壳成分；不同之处为前者的地幔组分增加。燕山地区下地壳的拆沉减薄与中国东部大规模的软流圈上涌和岩石圈减薄并不同步，前者发生于早中生代，后者发生于 100Ma 之后，义县组的源区为下地壳＋岩石圈地幔。我们提出**拆沉的下地壳－弱化岩石圈地幔的相互作用**作为义县组火山岩的成因模型，模型的要点是：

1） 义县组的中基性岩浆 HFSE 的负异常明显，$\varepsilon_{Nd}(t)$为负值，源区包含壳、幔两种组分，具有富集地幔特征。但它与古生代的富集地幔不同，古生代的富集地幔 主要是由软流圈或上、下地幔过渡带来源的熔/流体交代形成，地壳组分的作用小，导源的岩浆 HFSE 的负异常不显著；

2） 中生代早期在构造和底侵的双重作用下，地壳开始加厚，下地壳下部麻粒岩的密度随之增高，与贫瘠的岩石圈地幔相比在壳幔边界出现了密度倒置，具有发生下地壳拆沉的条件；

3） 由于密度差较小，具备拆沉条件的下地壳还没有足够的动能压迫、裹胁巨厚的岩石圈地幔共同拆沉，而只是进入流变学性质改变了的“弱化的岩石圈地幔”，二者发生作用；

4） 中生代岩石圈地幔最上部存在“化学弱化”的条件。在壳幔过渡带内，岩石圈地幔在中生代受到底侵熔体热量的注入的影响地幔地温升高，地幔矿物结构缺陷中的水受到活化成为分子水，加之壳幔边界剪切构造作用的影响导致中生代岩石圈地幔上部发生局部弱化，为容纳拆沉的下地壳提供了力学条件；

5） 在某种意义上，上述模型可以与俯冲带的楔形地幔与俯冲洋壳的相互作用相对比；

6） 燕山地区在晚中生代，NNE 向的小型盆岭构造发育，伴随了弥散式的不均一弱拉伸（拉伸系数为新生代拉张盆地的 1/2），小型的软流圈地幔底辟体在火山沉积盆地之下上涌，为岩石圈地幔发生熔融提供了热源。

7） 燕山地区下地壳的拆沉与中国东部**大规模**的岩石圈拉伸、减薄和软流圈上涌不完全同步，前者发生于早中生代，后者发生于晚白垩世大约 100Ma 之后。

华北克拉通东部中生代高Mg闪长岩—对岩石圈减薄机制和壳幔相互作用方式的制约

许文良 杨承海 杨德彬 裴福萍 王清海 纪伟强
吉林大学地球科学学院，吉林 长春 130061

位于华北克拉通的东部鲁西-徐淮地区存在一套由辉石闪长岩-二长闪长岩-花岗闪长岩组成的adakitic 岩石，锆石 SHRIMP 和 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果表明它们形成于中生代早白垩世（130-132Ma）。该类岩石具有较高的 MgO 含量（1.46-9.76%）、高的 $Mg^{\#}$值（0.46-0.68）和高的 Sr/Y 比值（主体介于 30-52 之间，个别高达 410）。这些特征类似于由俯冲大洋板片部分熔融形成的 adakitic 岩石。然而，它们所表现出来的相对较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值 (0.7051-0.7077)和较低的$\varepsilon_{Nd}(t)$ 值 (-4.43~ -15.92)却不支持上述模式。徐淮地区该类岩石中普遍存在榴辉岩类捕虏体和石榴石捕虏晶，对其所进行的锆石 SHRIMP U-Pb 定年和岩石地球化学研究表明，它们应属于华北克拉通基底的物质，在中生代早期发生了榴辉岩相变质作用，它们是该区早白垩世 adakitic 岩石的源岩。而高 Mg 的特征则要求 adakitic 岩浆形成过程中应有地幔物质的涉入。

鲁西辉石闪长岩中众多地幔橄榄岩包体的发现，可以认为该类岩浆应起源于上地幔，这与该类岩石普遍高 Mg 的特征相吻合。而高场强元素的亏损及相对较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值和较低的$\varepsilon_{Nd}(t)$ 值 则暗示岩浆源区应有地壳物质的涉入。该类地幔橄榄岩包体中普遍存在富硅质交代作用进一步证明这种交代作用应发生在地幔范围内，而非岩浆上升过程中陆壳物质混染的结果。

综合上述研究，可以认为华北克拉通东部早白垩世 adakitic 岩石的形成应是：拆沉的下部大陆地壳的部分熔融及其在上升过程中与地幔橄榄岩的反应的结果，其中石榴石作为残留相。华北克拉通东部早白垩世 adakitic 岩石的存在暗示中生代华北克拉通东部陆壳加厚过程的存在，榴辉岩类捕虏体显示的中生代早期发生的榴辉岩相变质作用就是这次陆壳加厚过程的具体表现。俯冲板片的断离以及加厚岩石圈的拆沉应是中生代岩石圈减薄的主导机制，断离的俯冲板片的熔融及其对岩石圈地幔的交代则是壳幔相互作用的主要方式。

元素在板块俯冲过程中的活动性

孙卫东
中国科学院广州地球化学研究所，广州 1131 信箱，510640

元素在板块俯冲过程中的活动性对于研究壳幔相互作用与岩石圈演化具有重要的意义。目前研究元素在板块俯冲过程中的活动性主要从岛弧火山岩、榴辉岩和实验模拟入手。但是由于研究手段、思维方法等方面的问题，上述三类方法给出的结论不尽相同，严重制约了我们对元素在板块俯冲过程中的活动性的认识。

岛弧火山岩是研究俯冲过程中元素活动性的最常用的研究对象之一[1, 2]。但是，目前该类研究还存在两个主要问题：首先，岛弧火山岩的成份取决于两个主要地质过程，即来自俯冲板块释放的活动元素和元素在岩浆演化过程中的性质。

由于岛弧火山岩成份等方面的特殊性，人们对岛弧火山岩岩浆演化的认识远不如对大洋玄武岩那样清楚，因此很难由岛弧火山岩成份直接准确解读出俯冲过程中元素的活动性。其次，岛弧火山岩富含挥发份，很多元素可能在喷发过程中挥发。由于过去研究主要集中在陆上喷发的样品，因此很多问题尚有待进一步研究。为此本研究采用选取水下喷发的火山岩玻璃样品以期减少挥发份的丢失，其次是从单一岩浆演化系列入手，研究元素在岛弧火山岩岩浆演化中的地球化学性质，并在此基础上研究俯冲过程中元素的活动性。

本文研究的样品采自西南太平洋的东 Manus 弧后盆，其地球化学特点显示它们属于岛弧型火山岩玻璃样品[3, 4]。上述样品是水下喷发的，采样地点水深在 1600-2000 米之间。前人研究结果表明在这样水深条件下喷发的火山岩玻璃可以很好地保存各种主要的挥发份[5, 6]。这些样品的组成从玄武岩到酸性岩，SiO_2 含量从 50 wt%到 75 wt%，研究表明它们具有同源的特点[3, 4]，是研究元素不相容性的理想样品。从结果表明绝大多数元素在基性岛弧火山岩中的性质与在 MORB 中的接近。当岩浆演化为中、酸性的时候，很多元素的性质发生了突变。这是由于分异结晶的矿物发生了变化。本文在研究元素不相容性的基础上，讨论了各种元素在板块俯冲过程中的活动性。

参考文献

[1] M.T. McCulloch and A.J. Gamble, Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism, Earth and Planetary Science Letters 102(3-4), 358-374, 1991.
[2] J.A. Pearce and D.W. Peate, Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas, Annual Review of Earth and Planetary Sciences 23, 251-285, 1995.
[3] W.D. Sun, R.J. Arculus, V.S. Kamenetsky and R.A. Binns, Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization, Nature 431(7011), 975-978, 2004.
[4] W.D. Sun, R.J. Arculus, V.C. Bennett, S.M. Eggins and R.A. Binns, Evidence for rhenium enrichment in the mantle wedge from submarine arc volcanic glasses (Papua New Guinea), Geology 31(10), 845-848, 2003.
[5] A.E. Saal, E.H. Hauri, C.H. Langmuir and M.R. Perfit, Vapour undersaturation in primitive mid-ocean-ridge basalt and the volatile content of Earth's upper mantle, Nature 419, 451-455, 2002.
[6] W. Yi, Halliday, A.N., Alt, J.C., Lee, D.C., Rehkamper, M., Garcia, M.O., Su, Y., Cadmium, indium, tin, tellurium, and sulfur in oceanic basalts; implications for chalcophile element fractionation in the Earth, Journal of Geophysical Research, B 105(8), 18,927-18,948, 2000.

辽西义县组玄武岩捕虏晶的发现及其意义

邵济安[1] 路凤香[2] 张履桥[3] 杨进辉[4]

1. 北京大学地球与空间科学学院，北京 100871
2. 中国地质大学地球科学学院，武汉 430074
3. 内蒙古地质研究所，呼和浩特，010020
4. 中国科学院地质地球物理研究所，北京，100083

辽西早白垩世义县组从下到上由一套基性、中基性、中酸性和酸性火山岩组成（133～116Ma），其中夹有多层含大量热河动物群的湖泊相沉积层。其中最引人注意的是剖面底部为 7～20m 橄榄玄武岩，镁含量比较高（MgO 8～10%，Mg＃＝62.8－68.4），有人称之为“高镁玄武岩”，其中含的橄榄石颗粒比较大（一般 1～2mm, 最大可见 10mm），有些橄榄石成集合体产出, 易被误认为地幔橄榄岩包体。探针分析发现大量橄榄石和辉石具有环带结构。

具有环带结构的橄榄石具有以下特征：

1) 颗粒较一般斑晶大，大者达 2.5×1mm，小者 20×100μm。大多呈浑源状或具不规则港湾状边缘。橄榄石中的自爆裂隙发育。

2) 在背散射图像中橄榄石中心为相对较暗的富镁部分，外缘具有明亮的富铁环带，它们呈现渐变的过渡关系。相应的化学组分也同样呈递变趋势，从中心到边缘的 MgO、Cr_2O_3、NiO、SiO_2 递减，而 FeO、MnO、CaO 递增。

3) 橄榄石中心部分 Mg＃值 88～91（作为饱满型地幔橄榄岩包体的 Mg＃值为 86.5～91），而边缘或者斑晶橄榄石的的 Mg＃（75～80）。此外橄榄石中常见被包裹的尖晶石或铬铁矿，而基质中不见尖晶石或铬铁矿，只有含钛磁铁矿。

根据组分特征，橄榄石可以被看作为地幔捕虏晶，环带结构是作为捕虏晶的橄榄石和熔体进行反应的结果，熔体的组成比岩石圈地幔橄榄岩富 Fe、Mn、Ca，贫 Mg、Ni，Cr。

具有环带结构的单斜辉石相对比较复杂，它们有以下特征：

1）辉石正环带中心的 MgO 含量（16～18%）， Mg＃值高达 85～89，明显高于该区义县组上覆橄榄安粗岩的辉石镁含量。如此高 MgO 的辉石同样不可能由玄武质岩浆结晶形成，结合 NaO<0.5%的特点，它们也同样被看作地幔捕虏晶。

2）辉石环带从中心到边缘各种氧化物含量的变化规律同橄榄石，除了 CaO 变化不大外，捕虏晶从中心到边缘的 MgO、NiO、与 FeO、SiO_2 递减，而 MnO、Cr_2O_3、含量递增。辉石内部同样发现了被包裹的铬铁矿。

3）辉石除正环带结构外，还存在反映两种岩浆的混合作用的反环带以及复杂环带结构。

上述橄榄石、辉石捕虏晶的发现可以反映： 1）地幔和熔体相互作用过程； 2）高镁岩石成因、多元岩浆混合过程。从而进一步认识研究区中生代岩石圈地幔的改造与破坏，理解华北克拉通东部中生代地球动力学背景和构造环境。

古生代、中生代和新生代岩石圈地幔橄榄岩：对中国东部岩石圈演化的制约

郑建平

中国地质大学，地质过程与矿产资源国家重点实验室，武汉 430074

对比了华北克拉通内部早古生代（457-500 Ma）金伯利岩、晚第三纪火山岩（16-18 Ma）中橄榄岩捕虏体和华北南缘苏鲁超高压变质带中三叠纪构造侵位的橄榄岩中矿物的主元素和微量元素组成。古生代和新生代捕虏体石榴石橄榄岩的 P-T 估算分别对应着地表热流值为～40 mW/m^2（古生代）和～80 mW/m^2（晚第三纪）的古地温。与世界其它克拉通地区橄榄岩类似，古生代金伯利岩中橄榄岩亦强烈亏损玄武质组份；它们具有低的 Al_2O_3 、TiO_2 含量，其中橄榄石为镁橄榄石（Fo 值平均为 92.7），石榴石富 Cr（$Cr^{\#}$变化于 6.8－29），透辉石具有高 Ni 和 La/Yb 比值等特点。晚第三纪玄武岩中橄榄岩捕虏体来源于饱满的地幔；它们具有高的 Al_2O_3 、TiO_2 含量，含低镁橄榄石（Fo 值平均为 89.5），石榴石低 Cr (2.6-5.7 $Cr^{\#}$)并有高的 REE 丰度，透辉石具有平坦的 REE 配分型式。古生代和新生代捕虏体橄榄岩的成份差异表明：古生代时存在于华北克拉通东部的低密度、难熔的岩石圈地幔根在中、新生代时期被相对年轻、热的饱满岩石圈地幔大规模置换。与华北古生代捕虏体橄榄岩相比，来自中国大陆科学深钻工程先导孔（CCSD-PP1）的苏鲁地体橄榄岩橄榄石具有略低的 $Mg^{\#}$（91.5±1.0），其石榴石有稍低的 $Mg^{\#}$（74-82）和 $Cr^{\#}$（4.0-9.0），顽火辉石的 Al_2O_3 相对也较低（平均 0.20 wt%）。它们的透辉石具有低的 HREE 丰度，并表现为正弦形态至 LREE 富集的稀土配分型式和高场强元素 Nb、Zr、Ti 的负异常。其石榴石具有低的 REE 丰度和非常显著的 Ce 负异常（δCe = 0.27-0.61）。单斜辉石中高的 $Cr^{\#}$和 $Mg^{\#}$，尖晶石高的 $Cr^{\#}$以及橄榄岩全岩的高 Mg/Si、低 CaO 和 Al_2O_3 特点，均表明 CCSD-PP1 橄榄岩代表了原始难熔古老地幔的性质，并经历了中元古代时软流圈来源（锆石 Hf 同位素）和早中生代超高压变质作用阶段的壳源流体复杂交代作用及固相线下的再平衡过程。苏鲁地区超高压岩石的折返所伴随的伸展体制诱发了软流圈物质的上涌。 晚第三纪玄武岩中捕虏体橄榄岩代表着侏罗纪-白垩纪和早第三纪时期上涌的软流圈物质因热沉降而形成的新增生岩石圈地幔物质。

中国东南部晚中生代－新生代玄武岩与壳幔作用

徐夕生　谢昕

南京大学地球科学系，内生金属矿床成矿作用国家重点实验室，南京 210093

中国东南部早中生代时期仅有很小规模的火山活动，晚中生代最早的、较大规模岩浆活动始于中侏罗世早期，至早白垩世是火山岩浆活动的鼎盛期，在近 100 个 Ma 的时间内形成了大面积分布的晚中生代火山－侵入岩。本区新生代岩浆活动局限为分布于沿海的面积较小的玄武岩浆喷出活动。本文以分布在湘南、赣南和闽西南的晚中生代近 EW 向火山岩带和分布在浙、闽沿海地区的晚中生代近 NNE 向火山岩带，以及新生代近 NNE 向火山岩带为研究对象，通过这些火山岩的地球化学特征对比研究，结合它们的时空分布，讨论了它们的起源及其与壳幔相互作用的关系，同时讨论了它们形成的构造环境。

EW 向晚中生代火山岩带（180－170 Ma），西段玄武岩独立产出，且明显属碱性系列；而中段和东段玄武岩和流纹岩伴生，其中的玄武岩基本均为亚碱性系列的拉斑玄武岩。它们形成于板内拉张构造环境，是中国东南部特提斯构造域向太平洋构造域转换、晚中生代大规模岩浆作用的序幕。研究表明，该火山岩带自西向东表现出不同程度的壳幔相互作用，玄武岩在成岩过程中有少量陆壳组分加入。

NNE 向晚中生代火山岩带（130－90Ma），主要为流纹质岩石，安山岩和玄武岩很少。即使是双峰式火山岩也以酸性岩为主，玄武岩仅占全部火山岩体积的 30％以下。其中的玄武岩主要属钙碱性系列，少数属拉斑系列。它们形成于火山弧构造环境，是中国东南部受太平洋构造域影响发生大规模火山岩浆作用的主旋律。其中玄武岩岩浆成分受到了较高程度的陆壳物质混染，同时代的中性火山岩是由底侵的玄武岩岩浆和陆壳物质来源的酸性岩浆发生岩浆混合作用而形成的，反映了强烈的壳幔相互作用。

NNE 向新生代火山岩带，分布在浙闽沿海，以碱性系列玄武岩为主，均含幔源包体，并受 NNE 向大陆边缘断裂构造的控制。它们形成于板内裂谷环境，是中国东南沿海由晚中生代火山弧构造环境转换为新生代板内裂谷环境的标志。它们起源于软流圈地幔，并有 EMII 岩石圈地幔组分的混合，但基本没有受到陆壳物质的混染。

关键词：玄武岩；壳幔作用；构造环境；中国东南部

橄榄岩–熔体的相互作用：岩石圈地幔组成转变的重要方式

张宏福, 英基丰, 汤艳杰, 张瑾, 牛利锋
中国科学院地质与地球物理研究所 岩石圈演化国家重点实验室, 9825 信箱, 北京 100029
E-mail: hfzhang@mail.igcas.ac.cn

橄榄岩-熔体/岩浆的相互作用常被用来解释蛇绿岩套橄榄岩、造山带橄榄岩、超镁铁质侵入杂岩体、地幔橄榄岩捕虏体中某些具有不平衡结构和矿物组成的岩石的形成过程。橄榄岩-熔体的反应主要有两种方式：即消耗橄榄石（和单斜辉石）生成斜方辉石或消耗斜方辉石生成橄榄石（和单斜辉石）。反应的结果不仅造成矿物百分含量的变化而且造成矿物组成的变化，后者更重要但未引起足够的重视。华北东部中生代玄武质岩石中具有环带状结构的橄榄石和辉石捕虏晶，特别是具有环带状结构的地幔橄榄岩捕虏体和熔体包裹体，的发现暗示这种橄榄岩-熔体的相互作用在华北东南部中生代岩石圈地幔中很可能普遍存在，为岩石圈地幔组成转变和快速富集的重要方式。这是全球首例岩石圈地幔大规模的组成变化是由橄榄岩-熔体相互反应造成的。反应熔体的来源有两种主要途径：地壳来源的和软流圈地幔来源的。来源不同的熔体与橄榄岩的反应造成的组成变化完全不同。

国家自然科学基金委杰出青年科学基金项目 (批准号: 40225009) 资助

郯庐断裂带的伸展活动时间与岩石圈减薄

朱 光　牛漫兰　刘国生　王勇生
合肥工业大学资源和环境工程学院地质系，合肥 230009

中国东部巨型郯庐断裂带的伸展活动时间及其与整个中国东部大陆岩石圈减薄的关系，仍是不十分明确的问题。这不但关系到该断裂带的演化问题，也关系到中国东部岩石圈减薄的开始时间与演化规律。

郯庐断裂带北段西部出现了早白垩世的大型松辽断陷盆地，中段东部控制出现了早白世胶莱断陷盆地，南段西部控制出现了早白垩世合肥断陷盆地，指示了大规模的早白垩世伸展活动。在随后的晚白垩世与古近纪，该断裂带上的断陷盆地继续发展，断陷盆地范围进一步扩大。

郯庐断裂带内走滑糜棱岩中一系列角闪石、白云母 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年，指示其左行平移活动发生在 143 Ma 前的早白垩世初。断裂带构造岩中的一系列黑云母 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄一致为 110Ma（早白垩世），指示了一次快速抬升至 300℃等温面的时间，这应代表该断裂带伸展活动的冷却年龄。因而，同位素年代学信息指示郯庐断裂带的伸展活动发生在早白垩世中期。

郯庐断裂带内出现了大规模的早白垩世岩浆活动，发生时间为 110-130Ma 期间。主要表现为钾玄岩系列，源自富集地幔的部分熔融，与中国东部这期代表岩石圈减薄的岩浆活动类似。断裂带内新生代岩浆活动为幔源玄武岩喷发，具有拉斑岩（古近纪）→碱性玄武岩（新近纪）→碱性玄武岩（第四纪）的演化规律，指示了岩石圈减薄的不断加剧。

通过郯庐断裂带的一系列地学断面成果，揭示该断裂带下的岩石圈减薄比周边要显著加强，是中国东部最强的岩石圈减薄带。这一巨型断裂带与中国东部岩石圈减薄的相互关系与影响，是值得今后深入研究的内容，也是中国东部岩石圈与大陆动力学演化的重要方面。

中国东部山东半岛晚白垩世地幔的变化—胶莱盆地诸城玄武岩和胶州玄武岩的对比

孟繁聪 刘福来 许志琴 李天福

中国地质科学院地质研究所，北京，100037

采用全岩 K-Ar 法获得山东省胶莱盆地诸城玄武岩的形成年龄为 76M，胶州玄武岩的形成年龄为 72Ma，代表了发生在晚白垩世的地幔岩浆事件，但两地岩浆产物具有不同的地球化学性质。诸城玄武岩主要为粗面玄武岩，富集轻稀土元素（LREE），微量元素组成类似于洋岛玄武岩（OIB），$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$=0.7060~0.7080, ε Nd(t)= -3.0~-5.1。介于软流圈地幔和中生代富集的岩石圈地幔之间，表明富集岩石圈地幔来源的岩浆中混入了软流圈来源的岩浆，是软流圈地幔与岩石圈地幔相互作用的结果。胶州玄武岩主要为碱性玄武岩，比诸城玄武岩更富集轻稀土元素，微量元素组成类似于诸城玄武岩，但 Nb、Ta、Ti 等高场强元素不显示亏损，Sr-Nd 同位素组成也存在明显差别，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$=0.70350~0.70355, ε Nd(t)= 5.4~5.8，与山东省新生代火山岩的地球化学特征类似，表明岩浆起源于亏损的软流圈地幔。研究显示出晚白垩世以来胶莱盆地软流圈地幔不均匀上涌和逐渐成为玄武岩浆主要源区的趋势。

关键词：玄武岩 地球化学 地幔 晚白垩世 胶莱盆地

Geochemistry of eclogites from the Chinese Continental Scientific Drill (0-680m): insights into compositional stratification of the lower crust associated with basaltic underplating

Yongsheng Liu[1, 2, 3] Cin-Ty Aeolus Lee [2] Shan Gao[1, 3] Zeming Zhang [4] Keqing Zong[1] Binhui Zhang[1]

[1] State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China.
[2] Department of Earth Science, MS-126, Rice University, Houston, TX 77005, USA
[3] Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, China.
[4] Institute of Geology, CAGS, No. 26 Baiwanzhuang Road, Beijing 100037, China

Eclogites from main hole of the Chinese Continental Scientific Drill (CCSD) (< 680 m in depth) are analyzed by XRF and ICP-MS. Many eclogites are characterized by decoupled significantly low Nb (<5.5 ppm), Ta (<0.28 ppm), Zr (<98 ppm) and Hf (<2.3 ppm) from extremely high TiO_2 (2.4 - 5.7 wt%) and TFeO (13 - 23 wt%) contents, which contrasts with the coherent TiO_2-Nb (Zr) variations of modern basalts. Based on available partition coefficient and density database, the ambiguous negative TiO_2-Nb (Zr) correlations (Fig. 1) coupled with positive Eu anomalies preserved by eclogites with TiO_2 =~1.5 - ~4wt.% are thought to be controlled by magnetite-involving crystallization. Fractional crystallization of magnetite will remarkably decrease the density of local basaltic melt to induce simultaneous sinking of plagioclase with positive Eu anomaly. However, foundering of plagioclase will increase the density of the melt. Alternating sinking of pyroxene ± magnetite ± plagioclase yields the vertical metrical variations of SiO_2, TFeO, TiO_2 and CaO and Eu anomaly shown by the eclogites (ZHANG et al., 2004, Acta Petrologica Sinica 20(1): 27-42). We suggest that these eclogites represent sequent products of fractional crystallization in one basaltic magma chamber, and were potentially fragments of fossil lower continental crust formed by basaltic underplating.

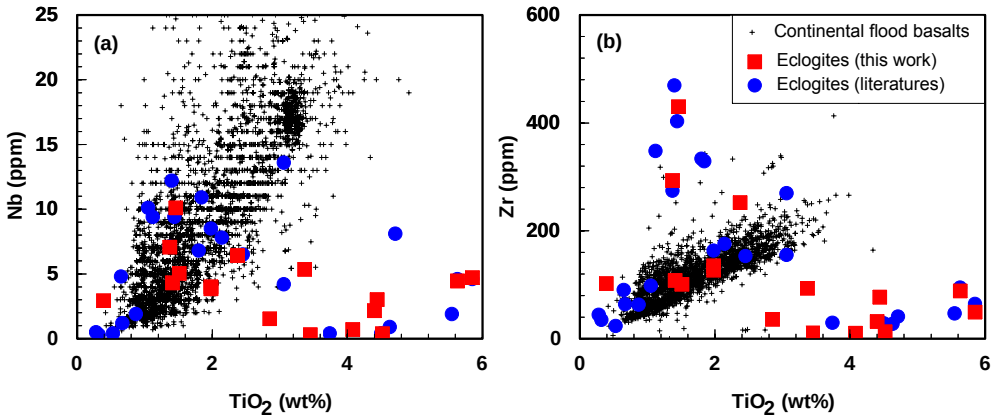


Fig. 1 Plots of TiO_2 vs. Nb and Zr for eclogites from the CCSD-MH. Eclogites (literatures) from Zhang et al. (2000, 2004). Modern continental flood basalts (http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/) are shown for comparison.

Reference

Zhang Z.-M., Xu Z.-Q., Liu F.-L., You Z.-D., Shen K., Yang J.-S., Li T.-F., and Chen S.-Z. (2004) Geochemistry of eclogites from the main hole (100-2050m) of the Chinese Continental Scientific Drilling Project. *Acta Petrologica Sin.* **20**(1), 27-42.

可可西里新生代火山岩中的麻粒岩捕虏体及其地质意义

赖绍聪

西北大学大陆动力学教育部重点实验室，西北大学地质系，西安 710069

摘要：可可西里新生代火山岩中含二辉石及单斜辉石麻粒岩捕虏体。二辉石麻粒岩平衡温度为 783～818℃。单斜辉石麻粒岩形成压力在 0.845～0.858Gpa 之间，来源深度约为 27.9～28.3 km。表明它们是来自青藏高原加厚陆壳中部的岩石样品。

关键词　**麻粒岩捕虏体　新生代火山岩　可可西里　青藏高原**

麻粒岩是下地壳高温变质产物，目前出露在地表的麻粒岩大多是前寒武纪的麻粒岩，经历了长期复杂的变动，记录了不同阶段的变质历史[1,2]。相比之下，以捕虏体形式存在的中－新生代麻粒岩则更直接地反映了中－新生代以来下地壳经历的热事件，它已经成为研究下地壳物质组成和热状态的直接证据和重要岩石探针[1~5]。

近年来，在喜马拉雅东、西构造结相继发现了麻粒岩及麻粒岩相的岩石[6~10]，为喜马拉雅深部地壳的研究提供了宝贵的实物资料。然而，由于种种原因，其中主要是由于自然地理环境的限制，使得在青藏高原北部新生代火山岩中找到并获取下地壳麻粒岩捕虏体成为一件十分困难的事。因而，关于青藏高原北部这一学科领域的研究还十分薄弱，仅在北羌塘太平湖地区曾有报道[3]。笔者在青藏高原野外地质调查中，于可可西里乌兰乌拉湖南侧新生代火山岩中发现了来自高原中部地壳的麻粒岩捕虏体，本文简要讨论这些麻粒岩的主要特征及其地质意义。

1　地质概况

在可可西里乌兰乌拉湖南侧枕头崖地区广泛发育一套新第三系石坪顶组火山岩（N_{2S}），呈岩流、岩被状不整合覆盖在渐新统沱沱河组（Et）红色砂岩、砂砾岩之上。火山岩主要由一套灰－灰褐色安山岩、英安岩组成，见有少量灰黑色块状、气孔状安山岩流。为一套典型的中酸性火山岩组合，未见玄武质岩石端元。该套火山岩自下而上大体可划分为两个火山喷发旋回。两个旋回之间见一层厚约 20～30 米的火山角砾岩。第一喷发旋回以安山岩为主体，第二旋回则为英安质火山熔岩。安山岩类含斜长石、角闪石和黑云母斑晶，部分岩石中见有辉石斑晶。基质为半晶质结构，由微细粒雏晶和火山玻璃组成，可见少量磷灰石和磁铁矿。岩石总体较新鲜，偶见长石的高岭土化和暗色矿物的轻微绿泥石化。英安岩类发育气孔、杏仁构造及斑状结构、无斑隐晶结构，斑状结构英安岩含有石英、角闪石、黑云母及斜长石斑晶，基质则为交织结构和玻晶交织结构。在 SiO_2 －(K_2O+Na_2O) 图解中，本区安山岩和英安岩均属亚碱性，并在 AlK-FeO-MgO 图中显示明显的钙碱性系列成分演化趋势。安山岩 SiO_2＝56.59～60.74%, 平均 58.21%；Al_2O_3＝13.78～17.66%，平均 15.37%；MgO＝2.01～6.10%，平均 3.97%； $Na_2O > 2.50\%$ (2.50～3.90%，平均 3.03%) ，$Na_2O/K_2O = 0.58$～1.39 (平均 0.96)。英安岩 SiO_2＝61.91～65.70%，平均 63.38%；Al_2O_3＝14.87～17.28%，平均 15.99%；MgO＝1.26～1.82%，平均 1.57%；$Na_2O > 2.40\%$ (2.40～4.00%，平均 3.40%) ，$Na_2O/K_2O = 0.86$～ 1.18 (平均 0.95)。

由于本区安山质－英安质火山熔岩直接不整合覆盖在老第三纪沱沱河组（Et）之上，其 K－Ar 法获得的形成年龄值在 4.27～44.66Ma 之间[11,12]，据此认为，本区火山岩主体应形成于老第三纪中晚期

－新第三纪。我们在第 I 旋回底部灰绿色安山岩和第 II 旋回灰褐、紫红色英安岩中均发现了数量较多的厘米级麻粒岩捕虏体，并见有颗粒粗大的透长石捕虏晶及少量石榴子石捕虏晶。

2 麻粒岩岩相学特征及形成温压条件

可可西里新生代火山岩麻粒岩捕虏体呈褐红色、或呈基性程度较高的灰黑色，大小一般在 2～6 厘米之间，最大可达 12 厘米。常见块状构造（部分捕虏体具弱片麻状构造），中细粒粒状变晶结构。可分为二辉石麻粒岩和单斜辉石麻粒岩两种主要类型。二辉石麻粒岩主要矿物组合为：斜方辉石＋单斜辉石＋斜长石＋碱性长石＋黑云母；单斜辉石麻粒岩主要矿物组合为：单斜辉石＋斜长石＋石英。

我们对 P2126H10 和 P2106H 两个典型的麻粒岩捕虏体进行了电子探针分析。结果表明，P2126H10 中的捕虏体为典型的二辉石麻粒岩，主要组成矿物为 Cpx+Opx+Pl+Af+Bi。其中，斜方辉石为无色－浅红色，多色性明显，Fs（铁辉石）为 32.09～33.73，En（顽火辉石）为 64.92～66.64，Wo（硅灰石）为 1.27～1.34，属于典型的紫苏辉石种属。单斜辉石为浅绿色，Wo＝44.76，En＝27.84，Fs＝27.40，属于次透辉石种属。黑云母为棕红色，富 Fe，Ti，其 Mg/(Mg+Fe*)(MF)>0.5 (0.73～0.75)，Ti > 0.3 (0.7700～0.7734)，属钛铁黑云母类。斜长石为他形粒状，An＝51.03～61.49，属于拉长石种属。碱性长石 Or＝63.62，Ab＝30.77，为钠透长石。根据 Wood 和 Banno 的二辉石温度计[13]，得到该二辉石麻粒岩平衡温度为 783～818℃。P2106H 中的捕虏体为典型的单斜辉石麻粒岩，其矿物组合较为简单，主要组成矿物为 Cpx+Pl+Q。 其中，单斜辉石，Wo=44.80～44.99，En=33.19～33.34，Fs=21.82～21.86，为次透辉石种属。斜长石 An=50.88～65.90，仍属拉长石类。

根据 Ellis(1980)的单斜辉石－斜长石－石英组合地质压力计[14]，我们对 P2106H 中的单斜辉石麻粒岩捕虏体的形成压力进行了计算。计算结果如下：P_{max}(corrected) = 0.858Gpa　(相当于 28.31km 的深度)，P_{min}(corrected) = 0.845Gpa　(相当于 27.90km 的深度)。从而初步表明，可可西里新生代火山岩中单斜辉石麻粒岩捕虏体的来源深度大约在 27～28 km 之间。

3 地质意义讨论

上述初步分析资料表明，可可西里新生代火山岩 P2126H10 样品中的捕虏体，属于典型的二辉石麻粒岩相岩石。而 P2106H 中的捕虏体为单斜辉石麻粒岩，其来源深度较大，是直接来自青藏高原加厚陆壳中部的岩石样品。

多年来，青藏高原特殊的双倍加厚陆壳性质，尤其是加厚陆壳中、下部的物质组成、热状态、局部熔融特征一直是困绕青藏高原深部地质研究的一个难题，并直接地制约着人们对高原形成演化、隆升机制、钾质－超钾质以及高钾钙碱岩系岩浆活动过程的理解和认识。目前，人们大多利用出露地表的基底变质岩系来推断高原上地壳的物质组成[15]，利用壳源原生岩浆间接反演[16,17]，地球物理和地热测量来推断高原下地壳及上地幔的性质。至今为止，还没有建立在详细岩相学和微观结构基础上直接的高原中、下地壳和上地幔岩石学结构剖面，这主要是由于深源样品难以获得而造成的。

显然，可可西里新生代火山岩中典型麻粒岩捕虏体的获得，提供了研究青藏高原特殊的加厚陆壳中部物质组成、矿物相态、地球化学模型和热状态的直接天然深源岩石探针，具有极为重要的研究价值。它将对我们深入了解青藏高原北部加厚陆壳的岩石学结构，中、下部地壳物质组成、相关系、温度、压力条件，以及壳源岩石局部熔融机理等重大学术问题有所促进。

参考文献

1 邵济安,韩庆军,李惠民.华北克拉通早中生代麻粒岩捕虏体的发现.中国科学,D 辑,2000，30(增刊):148-153.

2 韩庆军,邵济安.内蒙古喀喇沁地区早中生代闪长岩中麻粒岩捕虏体矿物化学及变质作用温压条件. 地球科学, 2000，25(1):21-26.

3 Hacker B R, Gnos E, Ratschbacher L et al. Hot and dry deep crustal xenoliths from Tibet. Science, 2000，287:2463-2466.

4 Vander Hilst R D, McDonough W F.Composition, deep structure and evolution of continents. Elsevier, 1999，342.

5 Gao S, Luo T C, Zhang B R et al. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1998， 62:1959-1975.

6 李德威，廖群安，袁晏明等.喜马拉雅造山带中段核部杂岩中基性麻粒岩的发现及构造意义.地球科学, 2002，27(1):80.

7 Zhong D, Ding L. Discovered high-pressure granulite from Namjagabarwa area,Tibet. Chinese Science Bulletin, 1995，14:1343-1345.

8 Liu Y, Zhong D. Petrology of high-pressure granulites from the eastern Himalayan syntaxis. J.Metamorphic Geol., 1997，15:451-466.

9 Yamamoto H. Contrasting metamorphic P-T-time paths of the Kohistan granuliyes and tectonics of the western Himalayas. J.Geol.Soc., London, 1993，150:843-856.

10 Ding L, Zhong D, Yin A et al. Cenozoic structural and metamorphic evolution of the eastern Himalayan syntaxis (Namche Barwa). Earth and Planetary Science Letters, 2001，192:423-438

11 张以弗，郑健康. 青海可可西里及邻区地质概论. 北京: 地震出版社, 1-177.

12 邓万明. 青藏高原北部新生代板内火山岩. 北京: 地质出版社, 139-147.

13 Wood, B. J., Banno, S., Garnet orthopyroxene relationships in simple and complex systems, Contrib. Mineral. Petrol.,1973, 42:109.

14 Ellis D J. Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: P-T conditions of metamorphis , implications for garnet-cordierite equilibria and the evolution of the deep crust. Contrib Mineral Petrol, 1980, 74: 201～210.

15 Kapp P, Yin A, Manning C E et al. Blueschist-bearing metamorphic core complexes in the Qiangtang blockreveal deep crustal structure of northern Tibet.Geology, 2000，28:19-22.

16 赖绍聪,刘池阳. 青藏高原北羌塘榴辉岩质下地壳及富集型地幔源区.岩石学报, 2001a，17(3):459－468.

17 赖绍聪，刘池阳， S.Y.O’Reilly. 北羌塘新第三纪高钾钙碱火山岩系的成因及其大陆动力学意义. 中国科学, D 辑, 2001，44(增刊):34-42.

国家自然科学基金（批准号：40272042，40072029）和教育部高等学校优秀青年教师教学科研奖励计划资助项目。

张-宣地区与汉诺坝橄榄辉石岩包体锆石年龄对应的三期岩浆活动

姜能

中国科学院地质与地球物理研究所，北京100029

根据刘勇胜等（2004），张家口汉诺坝玄武岩中橄榄辉石岩包体中的锆石有三组显生宙年龄：（1）古生代 418—427 Ma，（2）早中生代 223—244 Ma；（3）晚中生代 97—157 Ma，其中第（3）组年龄占绝大多数；Wilde et al.（2003）进行的汉诺坝辉石岩和麻粒岩包体锆石 SHRIMP 测定也具有类似的年龄组。在张-宣地区分布有与这三组年龄对应的岩浆活动，与年龄组（1）对应的岩浆活动有水泉沟碱性杂岩体，与年龄组（2）对应的岩浆活动有谷嘴子和红花梁两个花岗岩体以及矾山和姚家庄两个碱性超镁铁-正长杂岩体，与年龄组（3）对应的岩浆活动在该地区分布广泛，如上水泉花岗岩、转枝莲辉石闪长岩、张家口组和后城组火山岩，本文对这三期岩浆活动中的水泉沟碱性杂岩体、矾山超镁铁-正长杂岩体、谷嘴子花岗岩、红花梁花岗岩、上水泉花岗岩和转枝莲辉石闪长岩体进行了初步对比研究。其中，矾山碱性杂岩体具有较低的初始 Sr 同位素比值和最高的 ε Nd 值，可能来源于富集的岩石圈地幔；谷嘴子花岗岩、红花梁花岗岩、上水泉花岗岩和转枝莲辉石闪长岩体具较高的初始 Sr 同位素比值和极负的 ε Nd 值，反映它们可能来源于下地壳；而水泉沟碱性杂岩体的 Sr、Nd 同位素比值界于矾山和其它岩体之间，其最初的岩浆可能来源于富集的上地幔并有下地壳物质的加入。张-宣地区多期壳幔源岩浆活动对认识华北北缘壳幔演化有重要意义。

参考文献

刘勇胜，袁洪林，高山，胡兆初，王选策，柳小明，凌文黎，2004，汉诺坝橄榄辉石岩包体锆石U-Pb年龄：97~158 Ma岩浆底侵作用和麻粒岩相变质作用之间的成因联系。科学通报，49(8)，790-797。

Wilde, S. A., Zhou, X.H., Nemchin, A. A., Sun, M., 2003, Mesozoic crust-mantle interaction beneath the North China craton: A consequence of the dispersal of Gondwanaland and accretion of Asia. Geology, 31, 817-820.

地幔岩包体中的惰性气体和 Sr, Nd 同位素的特征：以五大连池和雷州半岛为例

赖勇[1] 芳川雅子[2] 于津海[3]

1. 北京大学地球与空间科学学院；2. 京都大学理学院地球热学研究施设； 3. 南京大学地球科学系

中国东部新生代玄武岩的 Sr,Nd 同位素表现出南方 Sr 低 Nd 高、北方 Sr 高 Nd 低的特征，而且这种趋势以黑龙江五大连池和广东海南为两个极端(刘嘉祺,1999)。本文探讨了五大连池和雷州半岛的新生代玄武岩中的地幔包体单斜辉石的 Sr,Nd 和惰性气体同位素的特征，结果显示地幔岩和其母岩有相似的趋势。惰性气体同位素则和 Sr、Nd 同位素具有很好的耦合性，分别为 $^{3}He / ^{4}He$ 比 5±1 和 $7\pm1R_A$，$^{40}Ar/^{36}Ar$ 比为 557-4005 和 300-1025。因此,黑龙江五大连池和雷州半岛的地幔包体反映了交代型地幔和大陆岩石圈地幔普遍分布的 MORB 型地幔的特征。

*刘嘉祺. 中国火山. 北京：科学出版社, 1999.

燕山带早白垩世早期地壳厚度、古地形高度、构造背景与带羽毛恐龙、原始鸟类的形成—来自东狼沟组和义县组火山岩的信息

汪洋[1,2]　姬广义[3]　夏希凡[3]
1 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640
2 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083
3 北京市地质研究所, 北京 100011

北京西山大灰厂东狼沟组火山岩（约 135 ~ 130 Ma）由钾质粗面玄武岩、钾玄岩和安粗岩组成，属于严格意义的钾玄岩系列，富集 K、Ba 等 LILE 和 LREE，亏损 Nb-Ta，而 Th-U 相对 Ba、La 和 K 亏损。我们的研究认为，东狼沟组火山岩是玄武质原生岩浆在高压（≈ 1.5 GPa）条件下分离结晶的产物（汪洋等, 2005a）。岩浆发生分离结晶的岩浆房位于 50 km 深度（Meen, 1990），即麻粒岩相压力条件的下地壳。

辽西义县地区义县组数据来自文献[4, 10]，该组火山岩下部（134~127 Ma）主要由钾质粗面玄武岩、钾玄岩和安粗岩组成，基性岩属于钾玄岩系列，中性岩属于高钾钙碱性系列；中上部（< 127 Ma）主要由安粗岩、粗面岩和钾玄岩组成，属于高钾钙碱性系列；在 K_2O-SiO_2 图解中中性岩成分点具有较陡的斜率。辽西北票地区义县组数据来自文献[8, 10]，该组火山岩（130~120 Ma）主要由安粗岩、钾玄岩组成，部分为钾质粗面玄武岩和安山岩，属于高钾钙碱性系列；其中中性岩成分点在 K_2O-SiO_2 图解中具有陡的斜率。我们对辽西地区义县组火山岩的成岩过程研究显示（如：图 1），义县组原生岩浆为低钾的玄武岩，该组下部基性岩是玄武岩浆在高压（≈ 1.5 GPa）条件下分离结晶的产物，辉石为主要的结晶矿物（Meen, 1990），但部分高度富集 Th-U 等强不相容元素的最基性成分是玄武岩浆在高压下由于钠长石分离的产物（图 1 中圈出的成分点）；而中性岩是演化的高钾玄武岩浆与地壳物质混染的产物。因此，在 127 Ma 之前岩浆发生分离结晶的岩浆房位于麻粒岩相而非榴辉岩相压力条件。义县组中上部中性岩是进化岩浆在 0.8 ~ 1.2 GPa 压力条件下分离结晶的产物（Meen, 1990）。由于原生玄武岩浆分离结晶演化使得进化岩浆的 Fe/Mg 比值增高，全碱含量增高，熔体由 SiO_2 饱和趋向于相对不饱和，Al_2O_3 含量增高，在较低压力下出现石榴子石为残留矿物相（Ringwood, 1975），压力值不低于 1.0 GPa；这导致义县组中上部中性岩 Y 含量降低、$(La/Yb)_N$ 增大。由于斜长石仍然为残留矿物相，这些中性岩随岩浆演化其 Sr 含量有降低的趋势，且 Sr/Y 比值变化不大。因此在 127 Ma 之后岩浆房也位于麻粒岩相压力条件下，但压力值低于以前。对于东狼沟组和义县组的中性火山岩而言，其高 Sr、Ba 低 Y，高 Sr/Y、$(La/Yb)_N$ 比值等埃达克岩微量元素特征与高压下玄武岩浆的分离结晶过程密切相关。

综上，燕山带在 135 ~ 127 Ma 发育 Morrison（1980）定义的钾玄岩系列基性岩，为底侵幔源岩浆在高压（1.5 GPa）条件下结晶分离的产物，表明当时存在约 50 km 的厚地壳。在 127 ~ 120 Ma 燕山带发育的高钾钙碱性火山岩是底侵岩浆在 1.0 ~ 1.2 GPa（相当于 35 ~ 40 km 深度）下结晶分离的产物。由此可以推断，燕山带从 135 到 120 Ma 期间地壳由 50 km 减薄到 35 ~ 40 km 左右，地壳减薄的速率为 1 km/Myr（1 mm/yr）左右。

基于热传导和浮力原理，取造山运动发生前燕山地区岩石圈厚度 180 km，地壳厚度 40 km，岩石圈底界温度 1350℃，地表温度 0℃；可以估计出 130 Ma 时地壳加厚到 50 km，Moho 面温度达到 1000℃左右，且岩石圈地幔发生部分熔融（以玄武质岩浆活动为标志）情况下，岩石圈减薄到造山运动发生前的 40%左右，即岩石圈厚度减薄到 70 km 左右，与 50 km 地壳之间尚存 20 km 左右的岩石圈地幔。此时燕山地区的古地形高度将在造山运动之前的基础上抬升约 3.7 km，相应地古地形高度可达海拔 3.7 ~ 4.0 km（汪洋等, 2005a）。燕山带 127 Ma 以后地壳厚度为 35 ~ 40 km，在 Moho 面

温度达 1000℃，且岩石圈地幔发生部分熔融情况下，岩石圈厚度减薄到 50 km 左右，此时的古地形高度将在海拔 1.8 ~ 2.0 km。据此推断早白垩世早期燕山带可能呈现高原地貌。由于海拔每升高 1000 m 气温降低 0.6℃，高海拔燕山带相对寒冷的气候导致体型小的恐龙类生物为保温而进化出羽毛，进而演化为原始鸟类（汪洋等, 2005a）。地层古生物学研究表明，东狼沟组沉积夹层含原始热河生物群化石（萧宗正等, 1994），而义县组中上部的尖山沟层（126 ~ 123 Ma）是含珍稀动物化石的热河生物群的大爆发层位（陈丕基等, 2004; 季强, 2004）。我们认为，燕山地区 127 Ma 前后古地形高度的降低及随之而来的气候条件的改变为热河生物群的爆发式演化提供了适宜的自然地理条件。同时上述热模拟结果并不支持下地壳和岩石圈地幔拆沉模式（王晓蕊等, 2005），早白垩石早期燕山带岩石圈地幔底部与地壳间存在 10 ~ 20 km 左右的岩石圈地幔。

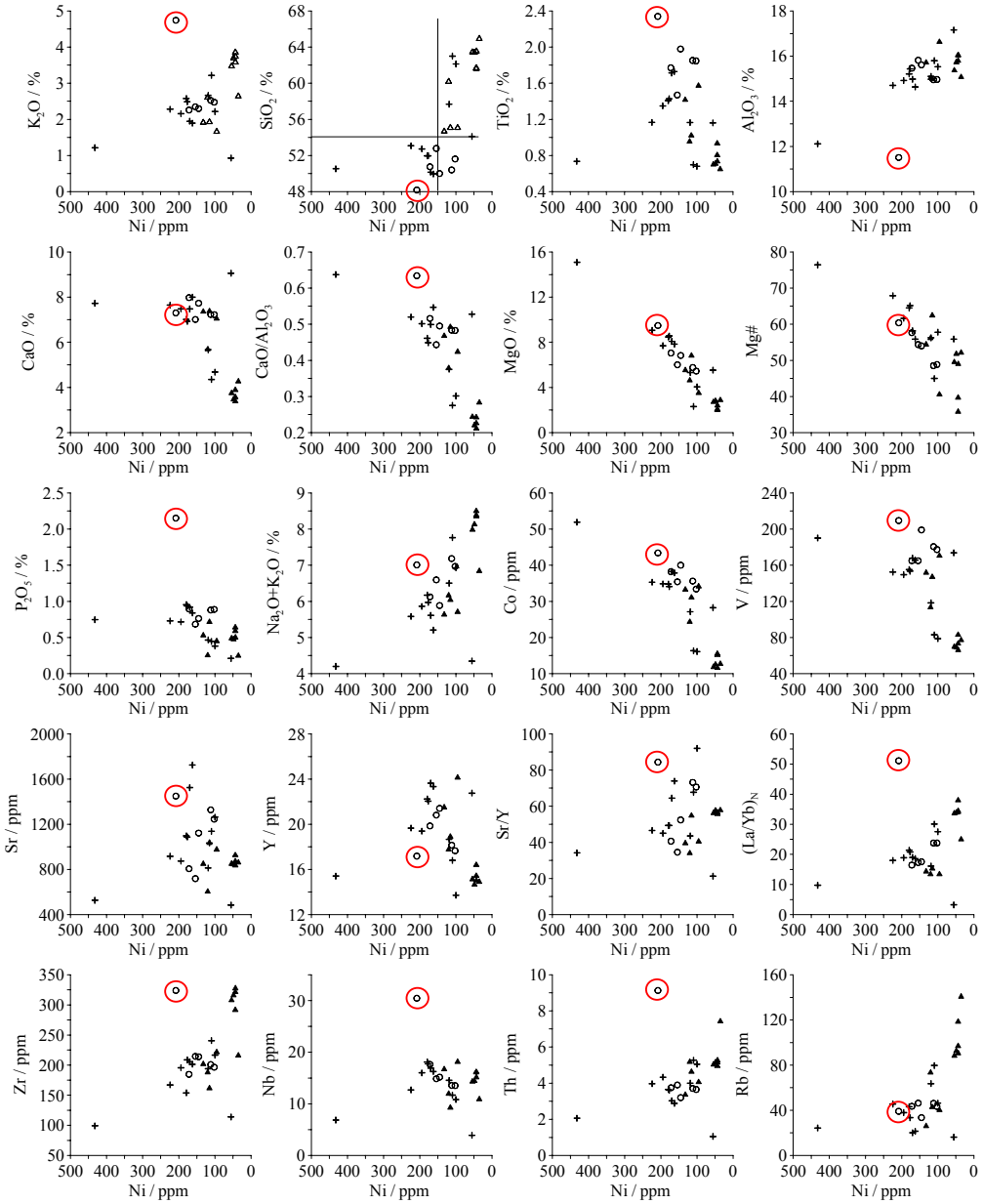


图 1 辽西义县盆地义县组火山岩 Harker 图解

虽然燕山地区从 130 Ma 开始即发育变质核杂岩和碱性岩浆侵入活动（Davis, 2003），地质证据表明

早白垩世时期燕山地区依然发育广泛的逆冲推覆活动（Davis et al, 2001; 姬广义和汪洋, 2004; 汪洋等, 2005b,c）。因此，东狼沟组和义县组火山岩形成于造山带崩塌阶段，而非全面拉张的伸展阶段。从区域构造体制的演化和火山岩岩石地球化学特征来看，135 ~ 127 Ma 时期的燕山带可与现今青藏高原类比。印度-亚洲碰撞导致的逆冲推覆作用使得青藏高原地壳急剧增厚，引发高原内部以变质核杂岩和近南北走向地堑为代表的伸展构造，而高原内部发育钾质-超钾质基性火山岩，表明目前青藏高原已进入造山带崩塌阶段。高原内部目前以北北东方向挤压而南东东方向伸展的连续变形形式吸收印度-喜马拉雅碰撞带的部分汇聚量。燕山带早白垩世逆冲推覆断层与变质核杂岩同时发育的构造格局，可以和目前青藏高原内部挤压与伸展构造并存的连续变形形式相类比。燕山带早白垩世早期钾玄岩可对应于青藏高原内部的钾质-超钾质火山岩。基于此认识，我们认为早白垩世早期是燕山带由以地壳逐渐增厚的挤压变形阶段（127 Ma 之前）向挤压与伸展构造并存演化阶段（127 Ma 之后）的转折时期。认为华北东部地区中生代构造体制转折始于 150~140 Ma 的看法至少在燕山地区是不成立的。同时，燕山地区早白垩世发生的构造变形和岩浆活动依然属于燕山运动的产物，那种认为燕山地区早白垩世的构造发展已不属于燕山运动范畴的观点值得商榷。

综合上述，我们得到以下结论：（1）燕山带早白垩世早期东狼沟组和义县组火山岩是幔源玄武岩浆在相对高压条件经分离结晶形成，其高镁中性火山岩的形成没必要用拆沉的榴辉岩下地壳部分熔融来解释；（2）火山岩成岩过程提供的信息表明，燕山带 135 ~ 127 Ma 地壳厚度在 50 km 左右，127 ~ 120 Ma 地壳厚度在 35 ~ 40 km 左右，相应的古地形高度分别为 3.7 ~ 4.0 km 和 1.8 ~ 2.0 km；（3）燕山带早白垩世早期高海拔地形是促使带羽毛恐龙和原始鸟类形成、进化的重要外在因素，而海拔高度随时间的降低为热河生物群的爆发式演化提供了适宜的自然地理环境；（4）基于火山岩成岩条件的热模拟结果不支持下地壳和岩石圈地幔拆沉模式；（5）东狼沟组和义县组内中性火山岩的高 Sr/Y 比值等埃达克岩微量元素特征与玄武岩浆在高压下的分离结晶过程有关；（6）东狼沟组和义县组火山岩形成于造山带崩塌背景，早白垩世早期燕山带由挤压变形阶段（127 Ma 之前）向挤压与伸展构造并存阶段（127 Ma 之后）演化。

参考文献：

[1] 陈丕基, 王启飞, 张海春, 等. 2004. 中国科学(D 辑), 34(10): 883-895.

[2] 姬广义, 汪洋. 2004. 北京地质, 16(1): 1-15.

[3] 季强(主编). 2004. 中国辽西中生代热河生物群. 北京: 地质出版社, 79-203.

[4] 李伍平, 李献华, 路凤香, 等. 2002. 岩石学报, 18(2): 193-204.

[5] 汪洋, 姬广义, 夏希凡. 2005a. 北京地质, 17(3): 1-10.

[6] 汪洋, 姬广义, 夏希凡. 2005b. 北京地质, 17(2): 1-13.

[7] 汪洋, 姬广义, 夏希凡. 2005c. 燕山东南端早白垩世挤压构造的新观察及其地质意义. 地质通报(in review).

[8] 王晓蕊, 高山, 柳小明, 等. 2005. 中国科学 D 辑, 35(8): 700-709.

[9] 萧宗正, 杨鸿连, 单青生. 1994. 北京中生代地层及生物群. 北京: 地质出版社, 1-135.

[10] 张宏, 王五力, 李之彤, 等. 2004. 地质通报, 23(8): 766-777.

[11] Davis G A, Zheng Y D, Wang C, et al. 2001. Geol. Soc. Am. Memoir, 194: 171-197.

[12] Davis G A. 2003. 地学前缘, 10(4): 373-384.

[13] Meen J K. 1990. Lithos, 13: 97-108.

[14] Ringwood A E. 1975. Composition and petrology of the Earth's mantle. New York: McGraw-Hill.

本文为国家自然科学基金资助项目(编号 40376013, 40104003)、中国博士后科学基金资助项目和中国科学院王宽诚博士后奖励基金资助项目的成果.

冀北－辽西地区中生代火山岩地层的年代学格架及讨论

张宏　柳小明　袁洪林　胡兆初

西北大学地质学系大陆动力学重点实验室，陕西西安 710069

在冀北－辽西地区，各个中生代火山岩盆地的年代学对比问题是研究者一直关注的。笔者以冀北的滦平、承德盆地以及辽宁的凌源地区、金岭寺－羊山盆地、北票盆地等地区为重点，对各个盆地（地区）中的中生代火山岩地层进行了较为系统的采样和锆石的 LA-ICP-MS 的 U-Pb 测年，获得测年数据近 100 个，并同时对样品进行了单颗粒锆石的微量元素分析。

1. 测年结果

1） 髫髻山组

在冀北承德盆地，获得髫髻山组火山岩底部的年龄为 164Ma。在冀北的承德盆地、辽西的凌源三十家子盆地、北票盆地、金岭寺－羊山盆地，获得髫髻山组火山岩顶部的年龄范围均在 157－154Ma 之间（6 个样品）。在冀北滦平盆地的两个剖面，获得髫髻山组火山岩顶部的年代范围为 154Ma－162.8 Ma±3.2Ma (张宏 2005d)。同时笔者测得宁城道虎沟地区髫髻山组的年代范围为 170.0－158 (8 个样品)。

2） 土城子组

在辽西金岭寺－羊山盆地、冀北的滦平盆地、承德盆地，获得土城子组下部（底部角砾岩、砾岩层之上）凝灰岩的年龄为 145－142Ma（4 个样品）。在冀北滦平盆地，获得土城子组二段底部的熔解凝灰岩的年龄为 142.6Ma±1.3Ma(张宏 2005d)。在辽西金岭寺－羊山盆地、冀北的滦平盆地，获得土城子组上部（或顶部）凝灰岩的年龄为 139－136Ma。

值得注意的是，在辽西的金岭寺－羊山盆地，土城子组剖面中（王五力等，2005），一段上部的含粉砂质凝灰岩样品中，单颗粒锆石的年龄范围为 140-160Ma,则样品的加权平均年龄在 154Ma 左右；后来在新开的公路边采集到了土城子组底部（底部砾岩层之上－一段的下部）的纯凝灰岩，其单颗粒锆石的测年数据集中在 142Ma 左右，基本没有大于 150Ma 单颗粒锆石的存在，说明前者的较大年龄值的锆石不是土城子期的产物。

3） 张家口组

在冀北滦平盆地，张家口组与土城子组之间为整合接触；张家口组火山岩的年龄为 135.7Ma±1.8Ma～135.2Ma±2.3Ma (张宏 2005b，d)；在张家口地区，获得张家口组火山岩的年龄范围为 141-136Ma（4 个样品）。

在冀北承德盆地，“张家口组”与土城子组之间为角度不整合。“张家口组”火山岩锆石的 cl 照片中“核”较多；同时测试数据中普通铅较高，在普通铅校正之前年龄值在 130 左右，普通铅校正后为 126-122（4 个样品）之间。在平泉盆地，“张家口组”与土城子组为角度不整合（同承德地区的“张家口组”与土城子组之间的关系一致），“张家口组”中的锆石单一，测年结果在 125-121 之间（3 个样品）。在辽西凌源地区，张家口组的年龄范围为 132-130Ma(张宏 2005a,b) (8 个样品)。在辽西附近某地区，发现了大面积分布的张家口组，其上部火山岩的年龄为 134Ma。

4） 义县组

在义县盆地，笔者测得义县组顶部流纹岩的年龄为 119-120Ma（2 个样品）,结合前人的测年数据，则北票－义县地区的义县组的年龄为 132-119Ma。在凌源地区，义县组年龄为 125-120（12 个样品），其中大王杖子层的形成时代为 125-122（7 个样品）。

2. 问题的探讨

1) 冀北张家口组的解体问题

在冀北地区，张家口组应分为以下两类：一类主要分布在滦平及以西地区，特点是年龄在 135Ma 以上，或与土城子组为整合接触。例如在滦平地区，张家口组与土城子组为整合接触（滦平的郝营剖面）；张家口组的年龄在 135.7Ma±1.8Ma～135.2Ma±2.3Ma (张宏 2005b)，土城子组形成的主体年代范围是 142.6Ma±1.3Ma～136.4Ma±1.9Ma(张宏 2005d)。在赤城的雕鹗盆地中，张家口组与土城子组之间没有明显的界线，二者以沉积层和熔岩层互层的形式大致分界。在张家口地区的张家口组典型剖面上，张家口组之下没有土城子组，而是与老地层直接接触，年龄在 141-136Ma（这与滦平地区张家口和土城子组的总体年龄范围在误差范围内相同）。另一类主要分布在承德（骆驼山）、平泉（双庙）。特点是与土城子组之间为角度度不整合接触，年龄范围在 126-121Ma 之间。

另外，笔者（张宏 2005a）确认了辽西凌源地区存在张家口组，其与之上的义县组之间为角度不整合接触。该地区张家口组的测年结果为 132～130Ma（张宏 2005a,b），义县组下部的年龄范围为 125-122Ma。所以目前的测年结果和野外证据，暗示冀北承德地区、平泉地区的“张家口组”应相当于辽西凌源地区的义县组（即大王杖子层及以上层位）。再者辽西附近某地区的大面积张家口组酸性火山岩的发现，进一步说明在冀北－辽西地区，义县组（132－119Ma）之前的确有一期以酸性岩为主的岩浆作用，其主体年代范围在 145-134（130）Ma 左右。

2）冀北地区土城子组与张家口组的关系

在滦平及以西的冀北地区，张家口组与土城子组之间在野外为整合接触，在年代上连续（张宏，2005d）或相当；在锆石的微量元素特征上也是一致的（Zhang H, 2005）。但是髫髻山组中火山岩与土城子组中火山岩不仅年代有较大的差别（张宏，2005d），而且二者锆石的微量元素特征也存在明显的区别（Zhang H, 2005）。以上特征暗示在滦平及以西的冀北地区，土城子组和张家口组是同一阶段、相同背景下的产物，只不过是在不同地区存在相变。

3) 冀北－辽西地区中生代年代学格架

以上测年数据结合前人的测年结果，反映该地区的中生代年代学格架如下：

髫髻山组的年龄范围：165-155Ma 之间，尤其是顶部的年龄值约 155Ma

土城子组的年龄范围：145-136Ma 之间，

张家口组的年龄范围：滦平及以西地区（与土城子组为整合接触或之下没有土城子组）：为 141-135Ma，凌源地区为 132-130Ma，辽西附近某地区的上部年龄为 134Ma。

义县组（或与土城子组之间为角度不整合的张家口组）：承德、平泉地区的义县组（原“张家口组”）为 126-122Ma 之间，凌源地区的义县组为 125-120Ma，北票－义县地区的义县组为 132-119Ma 左右。

4) 相关问题的探讨

（1）两个重要的时间间断面的确定：

一个是在髫髻山组与土城子组之间，有约 10Ma 的时间间断。但是二者之间未见角度不整合：在冀北地区，髫髻山组与土城子组之间为平行不整合接触；土城子组底部为一套角砾岩，角砾的主体成分为髫髻山组的中性火山岩。在辽西地区，二者之间为平行不整合接触，土城子组底部除了角砾岩

层之外，之上还有一套厚度在 100-300m 厚的复成分砾岩（如金岭寺－羊山盆地）。

另一个是在义县组（或与土城子组之间为角度不整合的“张家口组”）之下。该时间间断的共性是，在辽西－冀北地区均表现为明显的角度不整合；然而不同地区的时间间隔不同。值得注意的是，如果将北票－义县地区义县组中的高镁火山岩的时代（132-126Ma）作为特例处理，就会发现该不整合的顶界年龄是一致的，均在 125-122Ma 附近；而且该界面不仅是构造界线，也是一个重要的古生物界面（张宏 20005a,b）。

（2）冀北－辽西地区中生代地质背景与拆沉作用

中国东部的拆沉作用已经为许多研究者所接受，但是，对拆沉的时间、机制等问题存在很大争议。笔者认为有以下地质特征值得重视。

在土城子组形成时期，有一些特殊的现象：土城子组中火山岩的地球化学特征反映张性环境（邵济安等，2003；汪洋，2004）；土城子组的古沉积环境分析（根据斜交层理、潜积层、古波痕等）表明在土城子组一段的形成时期，位于冀北的滦平盆地至辽西的金岭寺－羊山盆地之间，水的流向是由西向东的（暗示当时的东部可能不是高原）。土城子组形成的末期（或之后）到义县组形成之前，冀北－辽西地区形成的区域角度不整合是客观存在的，但是当时的挤压作用以及造成的地壳缩短量十分有限（张宏 2005c），所以在土城子组末期（或之后）到义县组形成之前，拆沉的前提条件（地壳加厚、下地壳发生相变）是否成立有待于研究。

在辽西，159Ma 前后出现了高镁火山岩（Gao.S et al ,2004），在义县组形成时期形成了较大规模的高镁火山岩。初步研究表明，辽西附近某地区也存在张家口期的高镁火山岩，结合髫髻山组火山岩的地球化学特征（反映当时存在加厚地壳（李伍平等，2001）），则暗示辽西地区的减薄作用是从髫髻山组形成时期开始的，到义县组形成时期一直处在减薄的过程中，并且义县期的减薄规模最大。

（3）冀北－辽西地区的 J3-K1 界线和中生代的构造转换问题

目前的测年结果表明，在 145-134（130）Ma 期间，冀北－辽西地区的地质背景及岩浆作用是连续的，之间不存在沉积、构造以及岩浆作用的间断。笔者认为，虽然中国东部构造转换作用是一个过程，不是短时间完成的，但是义县组之下的角度不整合应是冀北－辽西地区的一个非常重要的界面，是构造转换的关键时期。至于中国东部 J3-K1 界线应是本文所述的两个时间间断面之一，从已有的研究结果分析，J3-K1 界线与构造转换的关键时期可能是不同的。“注：文中对尚未公开发表的测年数据没有注明测试误差值”。

参考文献

王五力, 张宏, 张立君, 等, 2004. 土城子阶、义县阶标准地层剖面及其地层古生物、构造—火山作用. 北京:地质出版社.

Zhang H, Yuan H L, Hu Z C, et al, 2005. Characteristics of Rare Earth Elements of Zircons from Mesozoic Volcanic Rocks in Luanping Area and its Application. Journal of Rare Earths，23（5）.

张宏，袁洪林, 胡兆初，等, 2005d.冀北滦平地区中生代火山岩地层的锆石 U-Pb 测年及启示. 地球科学，30（6）.

张宏，柳小明，李之彤，等, 2005c. 辽西阜新－义县盆地及附近地区早白垩世地壳大规模减薄及成因探讨.地质论评，51(4): 360-372.

张宏, 柳小明, 张晔卿, 等 2005b，.冀北滦平、辽西凌源地区张家口组火山岩顶、底的单颗粒锆石 U-Pb 测年及意义. 地球科学， 30（4）:387-401

张宏, 柳小明, 高山, 等, 2005a. 辽西凌源地区张家口组的重新厘定及其意义－来自激光 ICPMS 锆石 U-Pb 年龄的制约. 地质通报, 24（2）：110-117

华北克拉通东北部晚中生代火山岩元素-同位素特征及其Ar-Ar年代学研究

李超文　郭锋
中国科学院广州地球化学研究所

华北板块东北部的通化地区广泛发育两组晚中生代的高 K 钙碱性-橄榄安粗岩中酸性火山岩。两组中酸性火山岩 Ar-Ar 年代学测试结果分别为 125.7±0.6Ma (果松组) 和 119.0±0.6Ma (三棵榆树组)，均为早白垩世的产物。通化地区两组火山岩都表现出 LREE 和 LILE 富集而 HFSE 亏损，并具有中等程度的放射性成因 Sr、低的放射性成因 Nd 和 Pb 同位素组成的特征。果松组(Group1)火山岩相对于较年轻的三棵榆树组(Group2)火山岩具有更高的 K_2O, A/CNK, HFSE 含量(如 Group1：Nb = 36.2-44.4 ppm；而在 Group2：Nb = 10.7-19.4 ppm)，并具有较高的放射性成因 Sr-Nd-Pb 同位素组成(Group1：$^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ = 0.70584 ~ 0.70656，$\varepsilon_{Nd}(t)$ = -11.9 ~ -8.2，($^{206}Pb/^{204}Pb)i$ = 16.41 ~ 16.97；Group2：$^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ = 0.70539 ~ 0.70564，$\varepsilon_{Nd}(t)$ = -17.2 ~ -22.1，($^{206}Pb/^{204}Pb)i$ = 15.59 ~16.32)。通化地区晚中生代两组中酸性火山岩的元素-同位素特征暗示其具有源区中有下地壳组分的贡献。我们认为 Group1 来源于富集的岩石圈地幔岩浆与一个具有中等程度放射性 Sr 同位素、低 Nd-Pb 同位素的中基性下地壳组分混合的产物；而 Group2 则来源于一个相同的富集的岩石圈地幔岩浆与一个具有极为低放射性 Sr-Nd-Pb 同位素组成的基性下地壳组分混合的产物。两套中酸性火山岩表现出差异的元素地球化学特征暗示了他们熔融条件的差异：Group1 火山岩为底侵岩浆与中性下地壳在含水条件下熔融形成的具有高 Nb 融体分离结晶的产物，其残留相中没有（或很少）富 Nb 矿物的存在；而 Group2 火山岩形成于一种无水的环境，其熔融残留相中有富 Nb 矿物的存在。通化地区早白垩世两组中酸性火山岩在成因上与同期岩浆低侵事件关系紧密，在时空上相一致中国东部晚中生代岩石圈强烈减薄为该次岩浆事件提供了热源。

燕山陆内造山带隆升的起始时间：北京西山中生代沉积岩中锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素证据

杨进辉[1]　吴福元[1]　邵济安[1,2]　谢烈文[1]　杨岳衡[1]　柳小明[3]

1. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室，北京 100029
2. 北京大学地球与空间科学系，北京 100871
3. 西北大学地质学系教育部大陆动力学重点实验室，西安 710069

北京西山是中国地质学的摇篮，也是中国地质学的经典研究区。约 80 年前，中国现代地质学的先驱者之一－翁文灏（1927），根据中国地质学家在北京西山所做的奠基性区域地质调查工作，提出了著名的燕山运动。近 80 年来，燕山运动不仅成为中国地质学家创造并广泛接受的构造地质学名词，而且也被国际地质学家熟悉和引用。但是，关于燕山运动发生的确切时代以及燕山陆内造山带的隆升的起始时间仍知之甚少。本文以北京西山盆地内中生代沉积岩和火山岩为研究对象，通过测试锆石的 U-Pb 年代学和 Hf 同位素，示踪这些岩石的源区以进一步探讨燕山造山带隆起的起始时限。

北京西山位于华北克拉通的北部。古元古代末的吕梁运动形成统一的华北克拉通，中－新元古代和早古生代时期虽有两次大的沉积间断，但区域构造仍长期相对稳定，沉积以海相碳酸盐岩为主，分布广泛，厚度达万米。在长期风化剥蚀后，中石炭世开始至早二叠世，沉积从海陆交互相含煤岩系发展成二叠纪的内陆冲积平原相碎屑岩系，并夹多层火山凝灰层。早期中生代，北京西山发育了一套独特的沉积。三叠系的双泉组砂砾岩，与上古生界地层一同经历了区域进变质作用。上三叠统至中侏罗统由杏石口组、南大岭组、下窑坡组、上窑坡组、龙门组、九龙山组和髫髻山组组成。杏石口组为一套砾岩、砂砾岩层，具二元结构。底部砾岩为滞留沉积，上部砂岩、砂砾岩为边滩沉积，属河流相。南大岭组为一套玄武安山质和玄武质熔岩，具气孔和杏仁构造，夹多层沉积岩。窑坡组主要为冲积三角洲及沼泽相，区域岩相变化不大。下窑坡组是“门头沟煤系”最主要的含煤层，含丰富的植物化石，以泥岩、粉砂质泥岩为主，出现菱铁矿的透镜体和薄层。龙门组底部是一冲刷面，在盆地北缘的军响出现大型扇状砾岩体，并从下部早古生代碳酸盐岩为主的砾石成分，向上演变为复成分的砾石，砾石多来自剥蚀更深的中—新元古代地层和火山岩。九龙山组以冲积相砂砾岩、粉砂岩中火山物质为主，并在九龙山向斜北翼至雁翅一带向北超覆，形成角度不整合。髫髻山组安山岩在盆地西部角度不整合覆于更老地层之上。

杏石口组中的锆石 U-Pb 年龄主要分为 3 组：2547-2440Ma、1999-1697Ma、326-198Ma，表明杏石口组岩石的沉积下限为 198±2Ma。其中，～2.5Ga、～1.85Ga 和多数古生代锆石的 Hf 同位素明显与华北克拉通分布的岩石中锆石 Hf 同位素相同，而晚三叠纪年龄的锆石具有岩浆韵律环带，$\varepsilon_{Hf}(t)$为-2.4～-0.8，明显不同于华北克拉通晚三叠世岩石的 Hf 同位素。因此，我们推断杏石口组沉积岩主要来源于华北克拉通，但具有新生地壳物质加入，可能来源于华北克拉通北缘中亚造山带。

下窑坡组中锆石 U-Pb 年龄主要分为 3 组：2540-2392Ma、1900-1774Ma 和 428-156Ma，表明下窑坡组岩石的沉积年龄应晚于 156Ma，即晚侏罗纪，而不是前人认为的早中侏罗纪。其中，2540-2392Ma 和 1900-1774Ma 的锆石 Hf 同位素组成明显与华北克拉通前寒武纪岩石中锆石的 Hf 同位素组成相同；而显生宙的锆石中有一组 428-234Ma 的锆石，这些锆石具有岩浆韵律环带，其 $\varepsilon_{Hf}(t)$值为-7.0－-19.1，与华北克拉通上分布的岩浆岩中锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$值相似；而另外一组显生宙锆石（270-156Ma）也具有岩浆韵律环带的，但其 $\varepsilon_{Hf}(t)$明显为正值（+5.1－+15.2），其源岩来源于新生的地壳，即华北克拉通北

缘中亚造山带显生宙以来形成的新生大陆地壳物质。

上窑坡组中锆石 U-Pb 年龄为 223-152Ma，表明其为晚侏罗纪沉积（<152Ma），这些锆石具有岩浆韵律环带，其 $\varepsilon_{Hf}(t)$值为-2.4－-18.2，说明它们的源岩－岩浆岩为古老地壳物质部分熔融的产物，因此，上窑坡组沉积岩主要来源于华北克拉通。

龙门组中锆石 U-Pb 年龄主要分为 3 组：2516-2397Ma、1977-1708Ma 和 332-144Ma，表明下窑坡组岩石的沉积年龄应晚于 144Ma，即晚侏罗纪。其中，2516-2397Ma、1977-1708Ma 的锆石 Hf 同位素组成明显与华北克拉通前寒武纪岩石中锆石的 Hf 同位素组成相同；而显生宙的锆石的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值为-15.9－-7.2，与华北克拉通上分布的岩浆岩中锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$值相似，表明龙门组沉积岩来源于华北克拉通。

九龙山组沉积岩中锆石的 U-Pb 年龄比较集中，为 162-140Ma，其 $\varepsilon_{Hf}(t)$值为-18.7－-8.8，表明九龙山组沉积岩来源于华北克拉通。侵位于九龙山组中的闪长玢岩锆石 U-Pb 为 148±2Ma，其 $\varepsilon_{Hf}(t)$值为-17.6±0.5。从而间接限定了九龙山组沉积岩的沉积时代应该在晚侏罗纪末期。

以上数据表明，从晚三叠世至晚侏罗世时期，杏石口组－下窑坡组沉积岩部分物源来源于华北克拉通北部的中亚造山带，而下窑坡组沉积之后，沉积岩主要来源于华北克拉通。根据沉积盆地中沉积物质一般来源于地势高的地区，我们推断晚侏罗世之前北京西山地区地势明显比中亚造山带低，而后地势变高。从而可以推断燕山造山带的隆升起始时间为晚侏罗世（156－148Ma）。

中国东部与新生代玄武岩有关锆石巨晶的Hf同位素研究

丘志力[1,2] 吴福元[3*] 于庆媛[2] 谢烈文[3] 杨树锋[1]

1：浙江大学地球科学系，杭州 310027
2：中山大学地球科学系，广州 510275
3：中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室，北京 100029

中国东部存在大量的新生代玄武岩，部分玄武岩中含有丰富的地幔橄榄岩包体。80 年代以来，国内外的地质学家对这些玄武岩及其中的地幔橄榄岩包体进行了大量的工作，并对该区岩石圈地幔的形成与演化进行了详尽的讨论。但是，由于样品及使用的示踪方法上的不同，不同学者对中国东部新生代岩石圈的组成、性质、形成机制等还存在较大的分歧。新生代玄武岩中地幔橄榄岩普遍具有高ε_{Nd}和低 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值的特征，同时又显示轻稀土元素（LREE）富集的特点，显示出其 Sr-Nd 同位素与微量元素存在解耦现象，反映出原来亏损的地幔在近期可能发生过“新”交代作用，但交代作用发生的具体时间及机制，目前并无定论。

利用中国科学院地质与地球物理研究所 Neptune 多接收器电感耦合等离子体质谱仪（MC-ICPMS）和 193nm 激光取样系统对中国东部沿海黑龙江，山东，福建和海南等地与新生代玄武岩有关的锆石巨晶的 Hf 同位素进行了研究，首次给出我国东部沿海新生代大陆岩石圈地幔的 Hf 同位素的数据。

分析时激光束直径为 63μm，激光剥蚀时间约 26s。分析中所用的激光脉冲速率为 6~8Hz，激光束脉冲能量为 100mJ。仪器的运行条件及详细的分析过程与徐平等（2004）发表文章的相同。测定时用锆石国际标样 91500 作外标。

黑龙江穆棱地区的锆石巨晶横切面大多在 0.5-2 毫米左右，颜色为棕红色，透明，亚金刚光泽，晶形为四方柱和四方双锥聚型，长宽比在 3/1-1/2 之间的样品最多，锆石晶形较负责，{100}、{110}与四方双锥{101}、{211}、{111}等单形均较发育，样品多具有熔蚀特征。对其中 12 颗锆石进行了 279 点的 Hf 同位素分析，$^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值变化在 0.283114±10-0.283151±7（ε_{Hf} 变化在 11.8±0.3-13.4±0.3 之间），变化范围较小，显示出该地不同锆石巨晶 Hf 同位素比较均一。

山东昌乐地区的锆石巨晶呈次棱角状，短柱状，没有完整的晶体形态，颜色为较深的棕红色，对三颗锆石进行了测定。SD0515 样品 23 次测定获得的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值为 0.283038±9（ε_{Hf}=9.4±0.3），SD0516 样品 28 次分析给出的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值为 0.283018±12（ε_{Hf}=8.7±0.4）。不同时间段对 SD0516 样品进行重复测定，27 次测定获得的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值为 0.283018±6（ε_{Hf} =8.7±0.2），与以前的测定值完全相同。SD0518 样品 26 次测定获得的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值为 0.283069±14（ε_{Hf}=10.5±0.5）。对该样品进行的另 25 次重复测定获得的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值分别为 0.283077±16（ε_{Hf} =10.8±0.6），与前一次测定结果也完全相同。

福建明溪地区的锆石巨晶较大，巨晶形态呈不规则粒状或次棱角状、浑圆状、短柱状、四方双锥状，表面常见熔蚀和（或）磨蚀现象。多数锆石晶形不完整，约 10－15%的锆石呈四方柱{100}、{110}与四方双锥{111}、{211}等单形组成的完整聚形；其中四方柱{100}是最发育的单形，个别颗粒四方柱{100}和四方双锥{111}同样发育，颜色无色－浅棕红色。本文对该地区的 5 颗锆石进行了测定。FM0401 样品 40 次测定获得的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值为 0.282974±8（ε_{Hf}=7.1±0.3），FM0404 样品 22

次测定得到的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值为 0.282976±8（ε_{Hf}=7.2±0.3），FM0406 样品 25 次分析获得的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 加权平均值为 0.282995±7（ε_{Hf}=7.9±0.3），FM0409 样品 47 次分析获得的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值为 0.282975±7（ε_{Hf}=7.2±0.3），FM0411 样品第一次 15 次分析获得的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值为 0.282977±10（ε_{Hf}=7.3±0.4），对该样另一时间段内 30 次重复测定获得结果为 $^{176}Hf/^{177}Hf$=0.282969±6（ε_{Hf}=7.0±0.2），两者完全一致。5 颗锆石的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值在 0.282969±6（ε_{Hf}=7.0±0.2）到 0.282995±7（ε_{Hf}=7.9±0.3）之间变化，显示极其狭窄的数值变化范围。

海南蓬莱的锆石巨晶多呈短柱状、粒状、浑圆状，晶体多为{100}、{110}四方柱和{101}、{211}四方双锥的聚形，大部分锆石的柱面较锥面发育。部分锆石表面因被熔蚀而变成浑圆状。颜色以褐红色为主。对其中8颗锆石巨晶的分析发现，该产地锆石的$^{176}Hf/^{177}Hf$比值在四个产地中有最大的变化范围。其中HN0411-3A样品的$^{176}Hf/^{177}Hf$比值为0.282883±14（ε_{Hf}=3.9±0.5），为本次实验获得的最低值，其它7件样品的$^{176}Hf/^{177}Hf$比值在0.282910±10（ε_{Hf}=4.9±0.4，HN0809）和0.282932±11（ε_{Hf}=5.7±0.4，HN0808）之间很小的范围内变化（表1）。

表1　中国东部不同地区锆石巨晶的Hf同位素组成

样品号	地点	分析点数	$^{176}Hf/^{177}Hf$	ε_{Hf}
HM501-1	黑龙江穆棱	20	0.283105±8	11.8±0.3
HM501-2	黑龙江穆棱	19	0.283109±8	11.9±0.3
HM501-3	黑龙江穆棱	20	0.283137±8	12.9±0.3
HM501-4	黑龙江穆棱	20	0.283112±8	12.0±0.3
HM501-5	黑龙江穆棱	20	0.283115±11	12.1±0.4
HM501-6	黑龙江穆棱	20	0.283132±7	12.7±0.3
HM502-1	黑龙江穆棱	22	0.283125±13	12.5±0.4
HM502-2	黑龙江穆棱	18	0.283111±11	12.0±0.4
HM502-3	黑龙江穆棱	20	0.283151±7	13.4±0.3
HM502-4	黑龙江穆棱	20	0.283115±6	12.1±0.2
HM502-5	黑龙江穆棱	20	0.283126±8	12.5±0.3
HM502-6	黑龙江穆棱	20	0.283114±10	12.1±0.4
SD0515	山东昌乐	23	0.283038±9	9.4±0.3
SD0516	山东昌乐	28	0.283018±12	8.7±0.4
SD0516	重复	27	0.283018±6	8.7±0.2
SD0518	山东昌乐	26	0.283069±14	10.5±0.5
SD0518	重复	25	0.283077±16	10.8±0.6
FM0401	福建明溪	40	0.282974±8	7.1±0.3
FM0404	福建明溪	22	0.282976±8	7.2±0.3
FM0406	福建明溪	25	0.282995±7	7.9±0.3
FM0409	福建明溪	47	0.282975±7	7.2±0.2
FM0411	福建明溪	15	0.282977±10	7.3±0.4
FM0411	重复	30	0.282969±6	7.0±0.2
HN0411-3A	海南蓬莱	25	0.282883±14	3.9±0.5
HN0411-3B	海南蓬莱	20	0.282910±8	4.9±0.4
HN0808	海南蓬莱	18	0.282932±11	5.7±0.4
HN0809	海南蓬莱	16	0.282910±10	4.9±0.4
HN0301	海南蓬莱	38	0.282921±7	5.3±0.2
ZR0412	海南蓬莱	28	0.282921±6	5.3±0.2
ZR0414	海南蓬莱	29	0.282931±6	5.6±0.2
ZR0415	海南蓬莱	22	0.282926±13	5.4±0.5

上述结果显示，中国东部不同地区与玄武岩有关锆石巨晶的Hf同位素组成没有本质的差别，但从北到南有由大向小变化的趋势，且最南面海南新生代玄武岩锆石巨晶的Hf同位素有较大的变化范围。

锆石巨晶的微量元素的研究显示，该区与玄武岩有关的锆石属于地幔交代产物（丘志力等，另文），与锆石巨晶有关的玄武岩常含有地幔岩包体的事实及锆石巨晶具有非常低的$^{176}Lu/^{177}Hf$比值和高的Hf同位素体系封闭温度说明它在岩浆形成和被捕获喷出时应该没有发生Hf同位素的重置，锆石巨晶的Hf同位素可代表被交代作用发生时地幔的Hf同位素组成；以太平洋MORB为亏损地幔端元计算，上述地区Hf同位素模式年龄值均落在显生宙时间范围内，反映出中国东部岩石圈地幔经历的交代作用确实是新的。锆石巨晶正的ε_{Hf}值还反映出中国东部地区的岩石圈地幔在受交代作用前属于亏损性地幔，这一结论与由Sr-Nd和元素地球化学资料获得的结果基本一致。因此，中国东部新生代玄武岩有关的锆石巨晶的Hf同位素组成证实了新生代时期中国东部的岩石圈地幔是新生的，具有软流圈地幔的性质。

大兴安岭中生代火山岩的时代

张吉衡[1] 葛文春[1] 吴福元[1,2]
1 吉林大学地球科学学院，长春，130061
2 中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029

大兴安岭是我国中生代火山-侵入杂岩极为发育的地区，也是东亚大陆最醒目的地质景观之一，但对如此大规模火成岩的时代、成因及地球动力学控制因素一直缺乏统一的认识。就目前的研究而言，该区的中生代火山岩具有双峰式的特点，并认为其时代主要为晚侏罗世-早白垩世，且可以划分为若干不同的旋回和火山岩单元。通常以北纬 47º20′为界，将大兴安岭地区中生代火山岩划分为南北两个区域。北部的火山岩地层从下到上依次划分为塔木兰沟组、上库力组和伊列克得组，而南部则划分为满克头鄂博组、玛尼吐组、白音高老组和梅勒图组。上库力组、满克头鄂博组、白音高老组主要由酸性火山岩火山碎屑岩组成，而塔木兰构组、伊列克得组、玛尼吐组以及梅勒图组则主要由基性中基性火山岩火山碎屑岩组成。

大兴安岭地区中生代火山岩的时代划分主要依据 K-Ar 年龄和 Rb-Sr 等时线年龄以及锆石 U-Pb 年龄，但是这些的可信性是值得怀疑的。为获得区内中生代火山岩的精确年代学格架，我们对各个火山岩组的代表性岩石了详细的锆石 U-Pb 定年工作。从定年结果来看，虽然大兴安岭地区中生代火山岩的形成时代有较大的变化范围（110±1-151±5Ma），但是主要集中在 120-130Ma 之间的早白垩世（图 1）。尽管南部和北部火山岩序列有所不同，但是火山作用的起始时间和持续时间一致。

大兴安岭乃至整个中国东部中生代花岗岩的年代学研究表明，它们的形成时代主要集中在早白垩世，并且主要集中在～10Ma 的时间范围内。表明区内中生代火山岩与中国东部早白垩世花岗岩是形成于相同的地质背景，是同一地质事件的产物，其具体形成机制与岩石圈减薄导致的伸展作用有关。

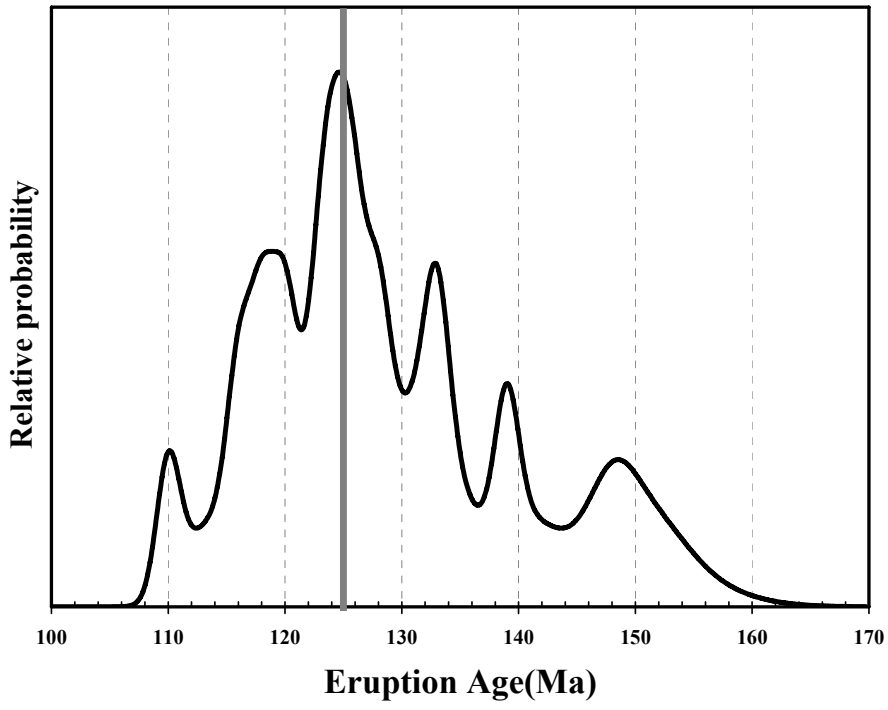


图 1 大兴安岭地区中生代火山岩年龄频率统计图

华北克拉通下地壳再循环的长期性和动力学机制

高山 [1,2], 胡兆初 [2], 张宏 [2], 王晓蕊 [1], 柳小明 [2], 袁洪林 [2], 刘勇胜 [1]
1. 中国地质大学（武汉）地球科学学院
2. 西北大学地质学系教育部大陆动力学重点实验室

对华北克拉通辽西晚侏罗世兴隆沟组高镁中酸性火山岩的研究，揭示了它们是华北克拉通原岩为太古宙的岩石，后经相变而成的榴辉岩下地壳与岩石圈地幔一同拆沉再循环进入软流圈，随后榴辉岩部分熔融产生的熔体与地幔橄榄岩相互作用的结果（Gao et al., 2004）。然而，对华北克拉通下地壳再循环的起止时间缺乏制约。我们最近在辽西北票地区发现了一套中生代高镁火山岩，该套火山岩由高镁（Mg＃=55-63）埃达克岩、高镁安山岩和高镁流纹岩组成，Sr＝600－870ppm，Y＝9－19ppm，Yb＝0.84-1.69ppm，Sr/Y=36-77，Eu/Eu^{*}=0.93-1.04。利用激光剥蚀等离子体质谱法获得谐和的火山锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 222±3Ma（2σ）。对辽西四合屯义县组火山岩的研究表明（王晓蕊等，2005），其主要由具埃达克岩地球化学特征的高镁安山岩组成（SiO_2=52.82－59.31%，Sr＝620－1323 ppm，Yb＝1.03－1.88 ppm，Y=12－20 ppm，Sr/Y=32－88，Eu/Eu^{*}=0.96-1.04）。义县组的年龄为 120-130Ma（朱日祥等，2002；Zhou et al., 2003）。上述晚三叠世和义县组中酸性高镁火山岩与兴隆沟组火山岩具有十分相似的地球化学和矿物学特征，如均含铬铁矿或具辉石反环带，表明它们都是榴辉岩下地壳拆沉再循环进入软流圈，随后榴辉岩部分熔融产生的熔体与地幔橄榄岩相互作用的结果。上述晚三叠世高镁中酸性火山岩与大别－苏鲁超高压变质榴辉岩（220-240Ma）(Ayer et al., 2003 及其中的参考文献)和徐淮榴辉岩包体(219±5Ma)（Xu et al., 2002）具有相似的年龄，加之晚三叠世不存在 Mongolo-Okhotsk 洋和古太平洋向华北克拉通的俯冲作用，从而很好证明了导致华北克拉通下地壳榴辉岩拆沉再循环的驱动力是三叠纪时扬子向华北克拉通俯冲形成大别－苏鲁超高压变质带，同时使华北克拉通地壳加厚形成榴辉岩下地壳，然后由于重力不稳定性，导致拆沉作用。晚三叠世、兴隆沟组和义县组高镁中酸性火山岩的发育，证明下地壳榴辉岩拆沉再循环作用从 220Ma 晚三叠世至少一直延续至 120Ma 的早白垩世，持续时间明显长于美国西部 Sierra Nevada 地区新生代下地壳拆沉作用（约 10Ma 至今）。然而，Sierra Nevada 地区深部目前仍保留有拆沉榴辉岩高速体（Saleeby and Forster, 2004）,说明拆沉作用仍在进行,因此 10Ma 是该区拆沉作用持续的时间下限。Morency et al. (2002)研究表明，取决于岩石圈根的宽度和岩石圈根与周围地幔粘度的异常，250km 厚的岩石圈地幔根的拆沉作用所需时间可从 55Ma 至 750Ma。因此，华北克拉通持续 100Ma 甚至更长时间的拆沉作用在动力学上是可能的。

参考文献

王晓蕊, 高山,柳小明,袁洪林,胡兆初,张宏,王选策,2005. 辽西四合屯早白垩世义县组高镁安山岩的地球化学: 对下地壳拆沉作用和 Sr/Y 变化的指示. 中国科学（D 辑），35: 700-709.

朱日祥, 邵济安, 潘永信，2002. 辽西白垩纪火山岩古地磁测定与陆内旋转运动. 科学通报, 47:1335-1340

Ayers, J. C., Dunkle, S., Gao, S. and Miller, C. F., 2002. Constraints on timing of peak and retrograde metamorphism in the Dabie Shan Ultrahigh-Pressure Metamorphic Belt, east-central China, using U–Th–Pb dating of zircon and monazite. Chem. Geol., 186: 315–331.

Ducea, M. and Saleeby, J., 1999. Crustal recycling beneath continental arcs: silica-rich glass inclusions in ultramafic xenoliths from the Sierra Nevada, California. Earth Planet. Sci. Lett., 156: 101–116

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. and Wang, Q.H., 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton. Nature, 432: 892-897.

Morency, C., Doin, M.-P., Dumoulin, C., 2002. Convective destabilization of a thickened continental lithosphere. Earth Planet. Sci. Lett. 202, 303–320.

Saleeby, J. and Forster, Z., 2004. Topographic response to mantle lithosphere removal in the southern Sierra Nevada region, California. Geology, 32: 245-248.

Xu, W. L., Wang, D. Y., Liu, X. C., Wang, Q. H. and Lin, J. Q., 2002. Discovery of eclogite inclusions and its geological significance in early Jurassic intrusive complex in Xuzhou, northern Anhui, eastern China. Chin. Sci. Bull., 47: 1212–1216.

Zhou, Z., Barrett, P.M. & Hilton, J., 2003. An exceptionally preserved Lower Cretaceous ecosystem. Nature, 421: 807-814.

内蒙古集宁新生代玄武岩的 K-Ar 年代学和地球化学及其深部动力学意义

张文慧　韩宝福
北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室，北京大学地球与空间科学学院，北京 100871
Email: wenhui@pku.edu.cn

在华北克拉通上，位于南北向重力梯度带以东的东部块体，在晚中生代时期经历过岩石圈减薄的观点已被广泛接受（1）。而位于重力梯度带以西的西部块体，岩石圈减薄的研究还刚刚开始。玄武岩的地球化学特征显示，西部块体在新生代时期可能经历了岩石圈减薄事件（2）。集宁地区是西部块体上最大的玄武岩区，且具有良好的剖面显示，为研究岩浆演化以及火山活动期间的岩石圈减薄提供了必要条件。本文对内蒙古集宁地区四个新生代玄武岩剖面进行了 K-Ar 年代学及岩石地球化学的系统研究。K-Ar 定年结果显示，集宁玄武岩的主要喷发期在晚渐新世至中新世，可分为三个喷发旋回：～33Ma、22.8－22.1Ma 和 12.2－9.4Ma。玄武岩由拉斑玄武岩和碱性玄武岩组成，SiO_2 和 MgO 含量变化范围分别为 46.4－52.3 wt.%和 5.1－7.8 wt.%。微量元素特征总体上与 OIB 相似。集宁的三个喷发旋回有一个共同的特点，即在每一旋回底部，先出现的均为拉斑玄武岩，向上变为碱性玄武岩。从第一至第三旋回，碱性玄武岩 Yb 含量逐渐增加，La/Yb 比值逐渐减小，暗示集宁地区在这一时期曾发生过岩石圈减薄（2, 3）。由于集宁碱性玄武岩的地球化学特征从早期至晚期逐渐接近拉斑玄武岩，且两者的 Nd、Sr 同位素特征相似（张文慧, 待刊），因此，岩石圈减薄可能是软流圈热物质上涌，对岩石圈产生底蚀作用的结果。拉斑玄武岩的存在可能代表了岩石圈减薄在地表的显示，是被底蚀的岩石圈与少量上涌软流圈的熔融物质混合的产物。通过对比集宁、汉诺坝、赤峰、阿巴嘎、大同等地新生代玄武岩的 K-Ar 年龄和岩性分布特征，推测这一区域的岩石圈减薄在时间、空间及减薄强度上均存在不均一性。

参考文献

1 吴福元, 葛文春, 孙德有, 郭春丽. 2003. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题. 地学前缘, 10 (3): 51-60

2 Xu Yigang, Chung Sunlin, Ma Jinlong, Shi Lanbin. 2004. Contrasting Cenozoic lithospheric evolution and architecture in the western and eastern Sino-Korean Craton: constraints from geochemistry of basalts and mantle xenoliths. The Journal of Geology, 112 (5): 593-605

3 Ellam R M. 1992. Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. Geology, 20: 153-156

4 张文慧, 韩宝福, 杜蔚, 刘志强. 内蒙古集宁新生代玄武岩的地幔源区特征：元素及 Sr－Nd－Pb 同位素地球化学证据. 岩石学报, (待刊)

北京西山早侏罗世中基性岩地球化学及其地质意义

汪洋[1,2]　姬广义[3]　夏希凡[3]
1 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640
2 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083
3 北京市地质研究所, 北京 100011

南大岭组玄武岩代表了三叠纪末—早侏罗世时期发育在华北北部的基性火山活动，对该火山岩的研究有助于从一个侧面理解中生代燕山乃至华北的岩石圈深部动力学过程。该套火山岩出露于北京门头沟区和房山区，不整合于下伏三叠纪杏石口组及更老地层之上，而被早侏罗世窑坡组煤系地层覆盖。在门头沟区北部出露的原划归南大岭组二段（或称蔡家岭组或桑峪组）的安山岩—玄武安山岩系，据本文作者近年研究其地层层位应该不属于南大岭组。

李晓勇等（2004）基于对门头沟区王平村以北南大岭组玄武岩的分析数据，认为北京西山南大岭组玄武岩的结晶分异作用不强，MgO、Ni、Cr 含量较高，其主量元素随 SiO_2 变化不大，表明其可能代表了原始地幔岩浆。根据我们对门头沟区色树坟、潘涧沟和房山区房山矿西区、南窖剖面的分析数据以及李晓勇等（2004）的数据，南大岭组玄武岩的 MgO 含量均低于 7%、大部分低于 5.5%，Mg# 小于 60、多数小于 55，Cr 含量绝大部分低于 300 ppm、大多数在 200 ppm 以下，Ni 含量低于 300 ppm，不含地幔包体。因此，南大岭组玄武岩不代表原始地幔岩浆，而属于演化的玄武质岩浆。我们发现在各剖面上，南大岭组玄武岩微量元素含量从底到顶呈现波状变化（汪洋和孙金声, 1994; 图 1）。随机 RTF（Replenishment 补充，Tapping 排出，Fractionation 分离）岩浆房演化模式（Cox, 1988）能够解释这种微量元素波状变化。该模式认为原始岩浆从源区周期性地进入高位岩浆房，导致岩浆房内的部分演化岩浆的喷发；原始岩浆在岩浆房内驻留并发生分离结晶作用，同时与岩浆房内的残余岩浆混合形成新的演化岩浆。“随机”指每次进入岩浆房的原始岩浆数量、岩浆喷发量以及分离结晶程度都不是固定不变的，而是在一定范围内随机变化，这种随机变化将导致玄武岩微量元素含量在剖面上的波动。随机 RTF 过程导致微量元素之间的分异：总分配系数相近的不相容元素之间，含量呈线性变化，而相容元素与不相容元素之间不呈线性关系；同时，在剖面上强不相容元素与中等不相容元素的比值变化剧烈处，应当与两元素含量发生较大变化的位置一致。图 1 和图 2 所反映的事实与上述相符。所以，我们认为南大岭组玄武岩是原始岩浆经历了随机 RTF 演化过程的产物。

我们的研究结果表明，三叠纪末—早侏罗世时期华北北部玄武质火山活动时期，在地壳中存在岩浆房，来自地幔源区的原始岩浆在岩浆房内经历了分异演化。由此可以做出如下推论：（1）我们所研究的南大岭组剖面所在地区，在三叠纪末—早侏罗世时期处于相对中性的构造环境中。即不是强烈挤压环境，因为岩浆房若处于挤压背景，岩浆将经历较充分演化形成安山质岩浆；也不是强烈伸展环境，因为此时岩浆可以从源区快速上升喷发，而不在岩浆房内驻留。（2）岩浆房的深度在 20 ~ 35 km（即压力为 0.6 ~ 1.0 GPa）之间。这是因为南大岭组玄武岩表现出中等的 LREE 富集特征，$(La/Yb)_N$ = 10.4 ~11.3，有 Eu 弱负异常（$Eu/Eu^* = 0.81 \sim 0.90$），Sr 从负异常到正异常变化，Y 含量大于 20 ppm，多数大于 30 ppm（汪洋和孙金声, 1994; 李晓勇等, 2004）。因此，玄武岩浆分离结晶时处于石榴子石稳定的压力之外，即 P < 1.0 GPa（35 km）。此条件下斜长石是稳定的固相线矿物，其分离结晶将导致 Eu、Sr 的亏损；但 RTF 过程中富 Eu、Sr 的原始基性岩浆的周期性注入及其与岩浆房内分异岩浆的混合，使由于斜长石分离而导致的 Eu、Sr 亏损得以补偿，所以喷发物中 Eu、Sr 负异常不明显。同时，在微量元素蛛网图中南大岭组玄武岩 Th、U 相对 LREE 亏损的特征，暗示其未受中上地壳的混染，表明岩浆房位于下地壳，其深度至少大于 20 km（0.6 GPa）。

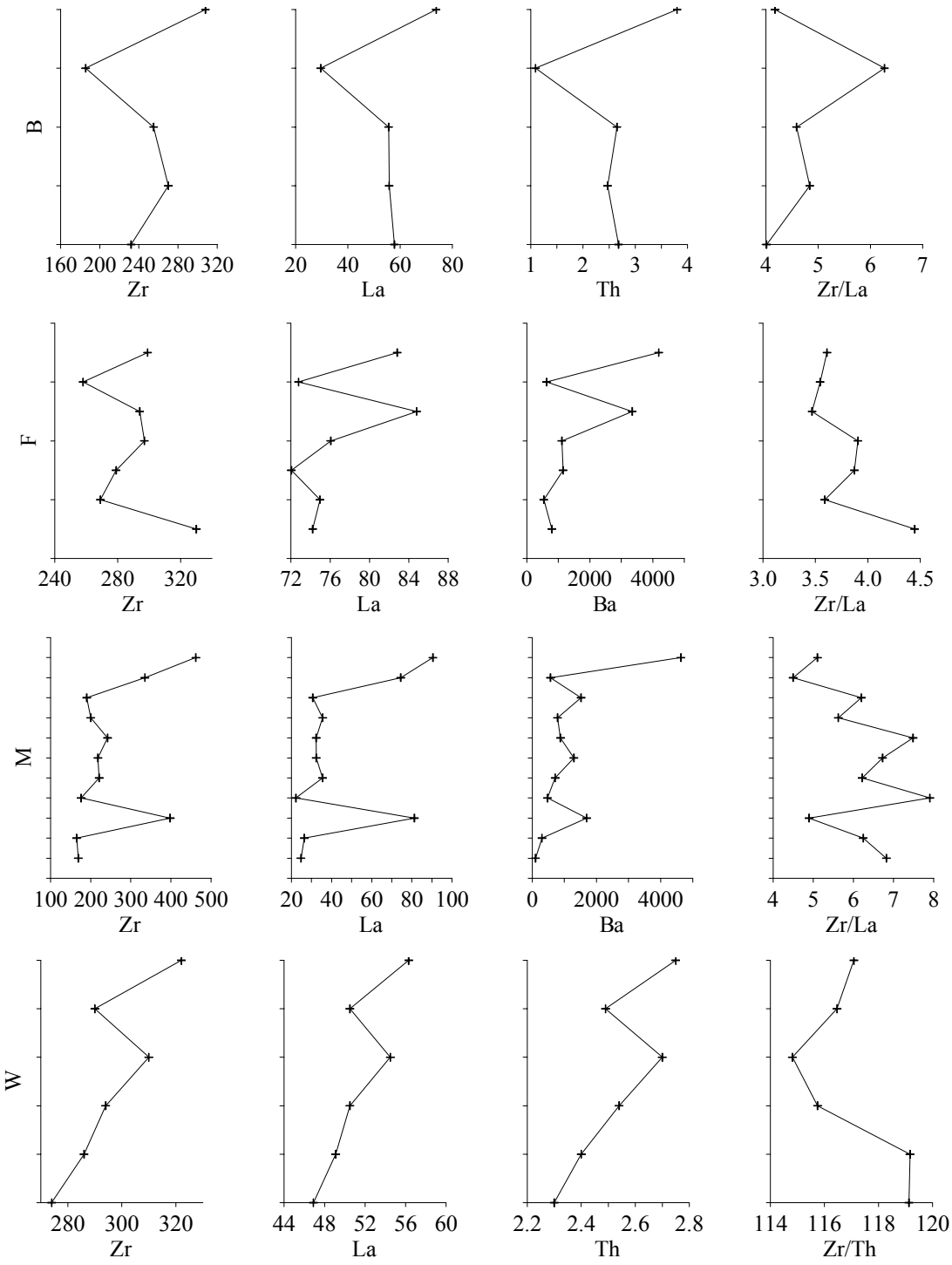


图 1 南大岭组玄武岩剖面微量元素含量、比值波状变化。B—潘涧沟剖面，F—房山剖面，M—色树坟剖面，W—王平村剖面

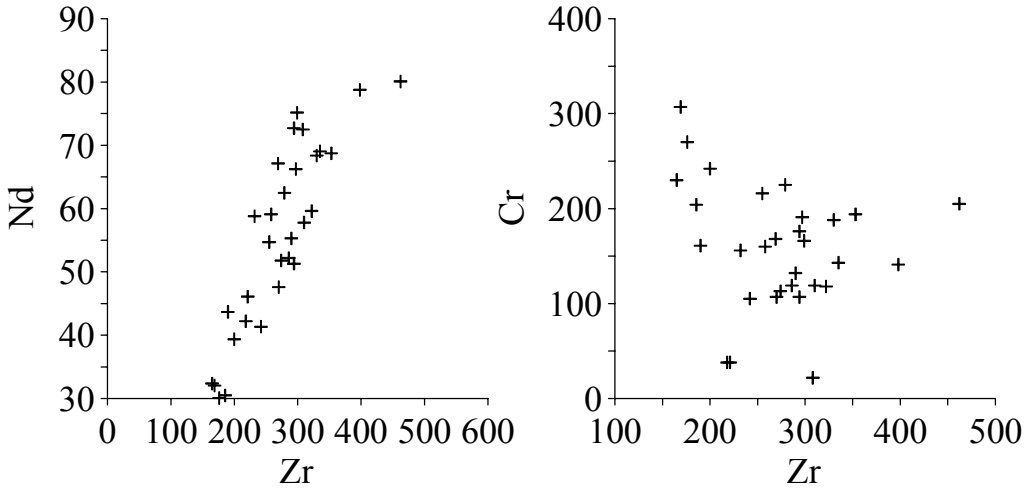


图 2 南大岭组玄武岩 Nd vs. Zr、Cr vs. Zr 图解

上述推论与地质观察的事实相吻合。北京西山的地质构造以及当地出露局限且厚度不大的三叠纪杏石口组均暗示，南大岭组玄武岩喷发之前并未有强烈的地壳伸展事件发生。而门头沟区南部和房山出露的南大岭组玄武岩覆于石炭-二叠系、三叠系之上，表明其处于 Davis 等（2001）所识别出的燕山北部早中生代（> 180 Ma）发育的区域性向南推覆岩片的南侧，即位于地壳加厚区域以南，并不处于强烈挤压环境。所以可以推断，如果玄武质岩浆发生底侵（underplating），则当时华北北部未受早中生代向南推覆作用直接影响区域的地壳厚度在 33 ~ 35 km；而若玄武质岩浆发生中侵（intraplating），则岩浆房的深度不能有效约束地壳厚度，当时华北北部稳定区地壳厚度有可能大于 35 km。总之，南大岭组玄武岩来自地壳内岩浆房表明，三叠纪末—早侏罗世时期华北地台北部地壳厚度不小于 33 ~ 35 km。

将门头沟区北部出露的早侏罗世安山岩—玄武安山岩与其南侧出露的南大岭组玄武岩对比可以发现，虽然两者都位于早侏罗世窑坡组煤系地层之下，形成时代很可能基本相当，但其地球化学特征迥然不同。北部的安山岩—玄武安山岩系虽然也具备微量元素含量剖面从底到顶的波状变化，但其表现出较大的轻重稀土分异特征，$(La/Yb)_N$ = 10.4 ~21.3，有微弱的 Eu 负异常或异常不明显（Eu/Eu^* = 0.85 ~ 0.99），Sr 从异常不明显到弱的正异常变化，安山质成分点的 Y 含量均小于 18 ppm；同时安山岩—玄武安山岩系的εNd(t) = -12 ~ -14，而南大岭组玄武岩εNd(t) = -7.5（李晓勇等, 2004）。由此我们推断北部的安山岩—玄武安山岩系也是原始岩浆经历 RTF 过程的产物，但因其构造位置处于受早中生代向南推覆作用直接影响的区域，岩浆房在挤压背景下封闭性强，导致来自源区的原始岩浆的注入和演化岩浆的喷发作用相对弱，玄武岩浆可以在岩浆房内较充分地演化为安山岩浆。同时，安山岩高 Sr、Ba，低 Y、Yb 和亏损 Th、U 的地球化学特征，表明岩浆房的深度位于石榴子石稳定的下地壳，暗示整体地壳厚度较大，与其当时的区域构造背景相符合。这一方面提供了燕山地区基性岩在高压条件下演化形成具有埃达克岩或高 Sr-Ba 中酸性岩浆岩微量元素特征的火成岩的一个可能的实例；另一方面表明门头沟区北部出露的原划归南大岭组的安山岩—玄武安山岩系与门头沟区南部和房山区出露的南大岭组玄武岩不是同一岩性单元，两者在岩性组合、地球化学特征方面的显著差异源自构造环境的变化。两者现今距离颇近则是后期（中侏罗世-早白垩世）强烈逆冲推覆作用导致不同岩片构造叠覆的结果。

现代研究指出，玄武岩浆是地温线超出液相线温度的地幔各部分产生的小规模熔体的集合（Wyllie,

1998）。因此，南大岭组玄武岩εNd(t) = -7.5 不一定表明其完全来自中等富集的岩石圈地幔，而更有可能来自亏损 Nd 同位素的软流圈地幔熔体和富集的岩石圈地幔熔体的混合。门头沟区北部安山岩εNd(t) = -12，可能是发生部分熔融的地幔柱体中包含的岩石圈地幔比例较大所致。当然这也可能有地壳混染的影响，因为在封闭性强的岩浆房中演化的岩浆受到围岩（wall rock）混染的几率高，导致其εNd(t)值更偏向负值。安山岩—玄武安山岩微量元素蛛网图中 Nb、Ta 相对于 Th、U 的亏损特征亦可用地壳混染作用来解释。总之，南大岭组玄武岩与门头沟区北部早侏罗世安山岩在 Nd 同位素方面的变化应该归于各自所处构造背景的差异。南大岭组玄武岩 $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$为 0.705939 ~ 0.706057，门头沟区北部早侏罗世安山岩 $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$为 0.705822 ~ 0.706697，表明有放射性成因 Sr 同位素的加入（李晓勇等, 2004）。如果北京西山三叠纪末—早侏罗世时期中基性岩的原始岩浆是软流圈和岩石圈地幔熔体的混合，则其 Sr 同位素特征也反映两者混合的特征。一般认为华北中生代岩石圈地幔为 EM I 型地幔，不富集放射性成因 Sr 同位素（李晓勇等, 2004）。因此，这些中基性岩的放射性成因 Sr 同位素就应当来自软流圈地幔（地壳的 Sr 含量较地幔熔体低很多，在混合过程中对最终产物的 Sr 同位素比值影响不大），这意味着三叠纪末—早侏罗世时期华北北部之下为含有俯冲洋壳沉积物（富集放射性成因 Sr 同位素）的软流圈地幔，是否暗示古太平洋板块向华北地台下的俯冲，值得进一步研究。

参考文献

李晓勇, 范蔚茗, 郭峰, 王岳军, 李超文. 2004. 岩石学报, 20 (3): 557-566.

汪洋, 孙金声. 1994. 北京地质, 6(4): 16-24.

Cox K G. 1988. Journal of Petrology, 29(3): 681-697.

Davis G A, Zheng Y D, Wang C, et al. 2001. Geol. Soc. Am. Memoir, 194: 171-197.

Wyllie P J. 1998. Episode, 21(3): 3-10.

本文为国家自然科学基金资助项目(编号 40376013, 40104003)、中国博士后科学基金资助项目和中国科学院王宽诚博士后奖励基金资助项目的成果.

台灣東北外海龜山島高鎂安山岩的岩漿成因
Generation of high-Mg andesites in the Kueishantao volcano, the southernmost part of the Okinawa Trough

朱秋紅 [1], 鍾孫霖 [1], 新城龍一 [2], 王興麟 [1], 陳正宏 [1]
[1] 台灣大學地質科學系,台北 10699
[2] Department of Physics and Earth Sciences, University of the Ryukyus, Okinawa

Kueishantao is an emerged volcanic islet in the western end of the Southernmost Part of Okinawa Trough (SPOT). The Okinawa Trough, extending from SW Kyushu to NE Taiwan, is widely regarded as a backarc basin of the Ryukyu arc-trench system due to subduction of the Philippine Sea plate under the Eurasian plate. The SPOT, however, is not a simple backarc basin but an embryonic rift zone in which early arc volcanism occurs as a result of the Ryukyu subduction. The Kueishantao that consists essentially of andesitic lava flows dated to be ~7000 yr old is one of such volcanoes. In this study, we report whole-rock major and trace element, and Sr-Nd-Pb isotope compositions of the Kueishantao andesites. Some of the samples have unexpectedly high magnesium, with MgO ≥ 5 wt.% and Mg# > 0.5, relative to their silica contents (SiO_2 ≈ 60 wt.%), so that can be coined as high-Mg andesites (HMAs). In the incompatible element variation diagram, these HMAs exhibit enrichments in the LILE, Th, U and Pb, and depletions in the HFSE. Moreover, their overall geochemical compositions are similar to those of the mean continental crust proposed by Rudnick and Fountain (1995). These Kueishantao HMAs have uniform isotope ratios, with low εNd (–4.3 to –5.0), high Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr$ ≈ 0.706) and Pb ($^{206}Pb/^{204}Pb$≈ 18.75) isotope ratios. Such "continental" isotopic signatures have led previous workers to consider significant crustal contamination as a controlling petrogenetic process, but our evaluation shows that such a simple binary mixing model fails to explain their geochemical and Pb isotope systematics. We propose, instead, that the Kueishantao HMAs result from partial melting of subducting sediments and altered oceanic crust followed by melt-mantle interaction, an interpretation in consistency with seismic tomographic data beneath the SPOT region that is characterized by a complex collision/extension/subduction tectonic context off NE Taiwan.

幔源来客——包体中和巨晶矿物辉石的结构 OH 红外光谱

张保民　狄敬茹　叶德隆

中国地质大学　武汉　430074

华南和东南沿海（海南北部文昌和广东雷州半岛南部海康及徐闻、福建明溪及龙海）广泛分布有碱性玄武岩，喷出于新生代第四纪，其中产幔源包体和巨晶。包体主要为尖晶石二辉橄榄岩；巨晶有普通辉石、石榴石、斜长石、刚玉、锆石和钛铁矿等。而江西安远，在酸性火山岩中产出罕见的幔源超基性煌斑岩筒，酸性火山岩喷出于晚侏罗纪，煌斑岩形成于新生代老第三纪始新世晚期（Rb—Sr）。其中含有密集的幔源包体和巨晶。包体主要有尖晶石二辉橄榄岩、石榴石辉石岩、辉石岩等；巨晶主要为辉石、金云母、角闪石等。双面抛光样品，用红外光谱方法研究包体和巨晶矿物的含水性，发现除金云母和角闪石含结构 OH 外，包体中和巨晶辉石（单斜、斜方）普遍含结构 OH。碱性玄武岩中辉石巨晶红外光谱呈现 3630—3600 和 3530—3490CM^{-1}两组吸收谱带；包体中单斜辉石（铬透辉石）红外光谱多见 3633—3600、3530—3500 和 3500——3400CM^{-1}三组吸收谱带；包体中斜方辉石（顽火辉石）红外光谱的三组吸收谱带分别为 3600—3500、3520—3500 和 3460—3400CM^{-1}。而煌斑岩中的单斜辉石巨晶也出现类似碱性玄武岩中辉石巨晶的两组吸收谱带 3523—3533 和 3626—3600CM^{-1}；包体中斜方辉石出现 3410—3424cm^{-1}、3510—3516cm^{-1}、3560—3595cm^{-1}三组吸收谱带。红外光谱因产地，切片方向不同各异。

无疑，上述各地包体和巨晶辉石中各异的红外光谱，为计算结构水含量奠定了基础。研究上述名义上无水矿物（nominally anhydrous mineralls，简写 NAMs）结构上的氢同位素，将会对上地幔动力学有重要意义。

“地幔分异”与大陆根的成因

池顺良

1、“地幔分异”与大陆根的成因

摘要：全球地幔三维速度成像发现，地幔中主要的速度异常是大陆底部高波速的深达 400 公里的地幔根。方剑等根据卫星重力资料计算地球内部密度异常分布，发现大陆下部地幔密度比大洋下高，密度异常可达到 0.016g/cm^3，其图像与地震层析揭示的古陆核底部地幔根异常区相吻合。两种不同的地球物理方法揭示了“大陆根”这一地球整体构造的重要特征，我们该如何认识大陆根？

本文作者认为，高密度大陆根是因为大陆下部地幔橄榄岩在陆下特殊环境下分异出较大洋更多低密度玄武岩浆的结果。正是这些上浮到地表的玄武岩浆形成了陆核。大陆上部较轻较厚的陆壳和大陆下部密度较高的地幔，在物质量上相补偿，使地表重力趋于均衡，而不出现明显的重力异常。如果接受这一设想，就可以估算地幔橄榄岩中玄武岩浆分异上升的平均速率约 0.1-0.2mm/a ，这一速率比板块理论中板块运动速度还小两个量级。

大陆存在地幔根这一地球物理观测事实使得地壳和上地幔连接成为整体。“地幔对流”将被限制在比 400 公里深的区域，任何形式的地幔大尺度运动将变的十分困难。大陆相对固定的“新固定论”将重新受到重视。

2、放射性元素集中在地球表面的原因及其地球动力学意义

摘要：地热学和陨石学研究都指出，地球上放射性热源浓度随深度指数衰减。但为何会存在这样的分布特征仍是地球科学的疑谜。本文通过对地球排气现象的研究指出，正是类地行星及小行星演化中的排气作用，将放射性元素带到了类地行星及小行星的表面。演化时间越长的类地行星，深部的放射性元素越稀少。地球深部放射性热源数量的稀少对地球动力的“热动力机制”提出了质疑。由于地球动力学依靠的能源只有地球内部的热和地球自转动能两种，“地球自转动力机制”应重新受到重视。

3、赞成“大陆固定说”的理由

摘要：魏格纳提出“大陆漂移说”后，地球科学就大陆是漂移还是固定争论了半个多世纪。目前大部分地球科学家支持大陆漂移和板块运动，但是，仍有许多理由支持大陆固定说。漂移和固定虽只一字之差，却引导着整个地球科学的发展方向。地球科学必须时刻不忘存在着两种可能。

支持大陆固定说的观测事实有：大陆存在深达 400 多公里的地幔根；中元古代至今的蒸发岩分布，表明距今 3 亿至 6 亿年来干旱风带位置未变；四大洋洋岛玄武岩间存在成份差异，印度洋与北冰洋因距离遥远，成份差异更大，说明能导致成份均一化的地幔对流并未真正发生过；对在 150km-200km (有些可达到 300km-450km) 深度的上地幔中经过 3000Ma 生长形成的的大颗粒金刚石中包裹体的研究发现，在金刚石生长的 3000Ma 中，金刚石所处的环境压力和温度基本未变！

漂移说是在冷缩说因放射性元素发现而崩溃的背景下提出的。现在我们知道，地球上的放射性热源都集中在地表，这一认识给“地幔对流”假说釜底抽了薪。

从数量上能够提供大地构造运动的地球内部能源只有热能和地球自转能两种，对地球动力学力源探寻的目光应及时从“地幔对流”机制转移到“地球自转”机制的研究上来，“大陆固定”说也将重新复活。

In situ Pb isotope analysis of glass and feldspar by LA-MC-ICPMS

袁洪林 [1*] 靳兰兰 [2] 高山 [1,2] 宗春蕾 [1] 戴梦宁 [1]

[1] Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an, 710069 (hlyuan@263.net)

[2] Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan, 430074

Due to very low U/Pb and Th/Pb ratios, feldspar is the most important rock-forming mineral that preserves the lead isotopic composition of the reservior at the time of feldsapr formation and thus are imprtant for tracing evolution of geochemical processes. We use Nu Plasma HR MC-ICPMS coupled to GeoLas 200M laser ablation to analyze *in situ* isotopic compositions of USGS glasses and feldspar from Qinling Mountains in thin section with a spot size of 60 μm. NIST SRM610/612 are served as the external calibrant, while NBS 997 Tl is used as internal calibrant. The NBS 997 Tl solution is disovated by a DSN disovator and mixed with the laser ablated samples via a "Y" connector before entering the ICP.

Results of this study shows that the matrix effect could affect lead isotopic ratios though we used 193nm laser ablation system. After both external and internal calibration, $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ and $^{208}Pb/^{204}Pb$ ratios (table 1) are still different from the referenced valuses.

Further work, such as finding feldspar lead isotopic standards, shorting the tube between the ablation cell and the ICP, and finding suitable calibrating method, need to be done on this topic in future in order to obtain more accurate and precise results.

Table 1 Primary lead isotopic ratios of USGS glasses

	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
NIST610	17.027±20	15.495±15	36.930±39
REF[1]	17.052±2	15.515±2	36.991±5
AGV-2G	19.08±24	15.74±20	38.68±50
REF[1]	18.942±2	15.658±2	38.569±6
FELDSPAR	18.08±11	15.765±96	38.37±22

References:[1] Joel Baker *et al*. (2004).ChemGeol, 211, 275-303.

This research is co-supported by the National Nature Science Foundation of China (grants 40302015, 40133020 and 40373013).

我国东部新生代玄武岩中锆石巨晶的主量和微量元素：成因及壳幔作用

丘志力[1, 3, 4, 5] 于庆媛[5] 陈小明[2] 秦社彩[4] 柳小明[3] 王汝成[2]

1. 浙江大学理学院，浙江 杭州310027
2. 南京大学内生成矿作用国家重点实验室，南京210080
3. 西北大学大陆动力学国家重点实验室，西安710000 4
4. 中国科学院广州地球化学研究所边缘海实验室，广州510640
5. 中山大学地球科学系，广州510275

近二十年来锆石作为具有明显成因标型特征的副矿物和 U-Th-Pb 及 Lu-Hf 同位素等的良好载体矿物而在岩浆作用过程、成因、变质定年及壳幔形成和演化过程被广泛研究，毫无疑问，锆石是近几十年来在岩石和地球化学演化过程中研究最多和最具重要性的矿物之一。

中国东部沿海新生代玄武岩及其风化产物中产出一种特殊的锆石巨晶，它们以颗粒巨大和达到宝石级而受到关注，但有关其成因的研究一直很少，关于它们与寄主的新生代玄武岩的关系也没有结论。国外许多学者认为，与金伯利岩及玄武岩有关的深源锆石巨晶大多是岩石圈地幔中的捕获晶，它的形成与由地壳物质加入而导致的地幔交代作用有关（Dawson et al., 2001; Spetsius et al., 2002; Liati et al., 2004），但不同的研究同时显示金伯利岩来源的锆石巨晶和玄武岩有关深源锆石巨晶的来源和成因有差异，和玄武岩有关的锆石巨晶有可能是多来源的，部分锆石巨晶可能是 OIB 型岩浆分异演化晚期结晶作用产物（Griffin et al., 2000，Belousova et al, 2002）。我们选择中国东南沿海三个主要产地的锆石巨晶进行了主量及其微量元素的研究。

样品来自中国东部新生代玄武岩发育区域的山东昌乐，福建明溪和海南蓬莱三地，锆石巨晶一般分布在新生代火山岩区内的第三纪或第四纪的坡积物或洪积物内，部分可直接产在玄武岩等新生代火山岩中，除火山岩外，矿区附件没有发现与锆石成因有关的岩浆岩或变质岩，因此一般认为其来源与新生代玄武岩火山作用有关，具有相似的成因来源特征。本文分析了山东 3 个样品，福建 5 个样品，海南 6 个样品等共 14 颗锆石；测试锆石巨晶样品均呈近透明，样品很纯，已达到宝石级。除少量福建样品浅黄色、灰褐色或近无色外，大部分样品呈褐红色（约占 80%）。巨晶外观形态呈四方柱状、不规则粒状或次棱角状，表面常因遭受熔蚀和（或）磨蚀而粗糙，光滑部分或断口处呈亚金刚光泽。

电子探针分析显示样品 SiO_2 主要在 32.18%-32.96%，ZrO_2 在 65.70%－66.60%之间变化，HfO_2 含量大多变化在 0.546-1.29，锆石巨晶 Zr/Hf 比值除 HNZr0414 样品最低，三点平均 34，HN0411-3A-1 核心部分 44.54 较低外，其余样品大多变化在 60-90 之间， 其中海南 HN0416 和山东的 SD05186 样品均高达 100 以上，去除最高和最低的两个点本次分析的 15 个样品 36 个点的平均值为 71。分析结果表明上述地区与玄武岩有关锆石巨晶的 Zr/Hf 比值与金伯利岩中的锆石巨晶相近，比 N-MORB 和壳源锆石高两个数量级（Scharer,1997）。锆石巨晶阴极发光图显示锆石巨晶内部结构特征主要有三种类型：（1）无环带结构；（2）环带密集清晰，具有典型的振荡环带结构；（3），有核心，有环带，但环带较少。其中大部分锆石普遍具有特征的振荡环带发育。

锆石巨晶中稀土元素含量主要变化范围为 211-298μg/g，和含锆石巨晶的碱性玄武岩稀土元素的含量相当，远高于金伯利岩岩浆锆石稀土元素含量（<50μg/g），低于或接近碳酸岩和煌斑岩中锆石的稀土含量（600-700μg/g),远低于基性岩至中酸性岩浆中锆石的含量范围（Belousova et al., 2002; 吴元宝，2004）。锆石巨晶的球粒陨石标准化稀土配分模式属于重稀土富集型，其中锆石巨晶的轻稀土

La 及 Ti 的含量非常低，最高含量的样品也只有球粒陨石 La 含量的 1/100 不到。Nb 的含量（0.69-1.97）和上地幔含量接近（2.03），但 Ta 的含量最高达 8.62（0.57-1.25）则高于上地幔组成，同时锆石巨晶具有较高的 Ce 正异常（δCe =1.98-44.41），弱的 Eu 负异常（δEu=0.72-0.94），ce/y<0.02 的特征在其它的锆石中少见；锆石巨晶的稀土分配模式显示出它不可能是玄武岩岩浆晚期结晶分异产物。

根据锆石微量元素及稀土元素特征，结合锆石巨晶的矿物标型特征及矿物包裹体中发现长英质组分以及锆石巨晶的 Hf 同位素组成特征（$^{176}Hf/^{177}Hf$：0.283077±16-0.282969±6；ε_{Hf}=10.8±0.6-7.0±0.2），我们提出中国东南部与新生代玄武岩有关的锆石巨晶是地壳拆沉物质与软流圈来源地幔流体反应产物的壳-幔作用成因认识。

甘肃黑石山埃达克岩金矿床成矿模式与地球动力学意义

付善明[1, 2]　周永章[1, 2]　郭原生[3]　杨志军[1, 2]
1 中山大学地球环境与地球资源研究中心，广州510275
2 中山大学地球科学系，广州510275
3 兰州大学，兰州730000

埃达克岩发现于阿留申群岛的埃达克岛，系一种中酸性的富Na岛弧火山岩。现在认为埃达克岩有两种形成方式，一种是由俯冲的大洋板片熔融形成的；另一种是由底侵的玄武质下地壳拆沉作用形成的。近年来的研究发现，许多大型的Au、Ag、Cu、Mo等低温热液矿床和斑岩矿床都与埃达克岩或埃达克质岩有着密切关系，它们特别有利于形成斑岩矿床。所以对埃达克岩成矿作用模式和动力学的研究具有极其重要的意义。

甘肃黑石山埃达克岩属O型埃达克岩，其岩石类型为奥长花岗岩，岩体位于黑石山穹隆南缘。在该埃达克岩体中发育有金矿床，矿床类型为含金石英脉型及蚀变花岗岩型。研究认为该矿床的成矿模式主要经历了3个阶段：北祁连次生洋板片俯冲并发生部分熔融形成埃达克质熔体；熔体与地幔楔橄榄岩及幔源熔体的相互作用(金属的萃取)使熔体富集大量成矿元素；熔体向上侵入成岩，后期构造运动及热液成矿作用使成矿元素活化迁移并最终富集成矿。

黑石山埃达克岩位于早古生代的白银-清水-昌马陆缘弧西南，它的发现及其成矿模式具有重要的动力学意义。它指示了加里东时期北祁连大洋在向北俯冲的同时，可能还存在洋内俯冲作用，上驮大洋板块由于弧后拉张作用形成次生洋-弧后盆地。当北祁连次生洋不断扩张，到一定程度后次生洋将向北俯冲，这种既热又年轻的次生洋壳在俯冲过程中发生部分熔融，形成黑石山埃达克岩。这表明加里东期北祁连大洋内可能存在多级俯冲作用，使陆壳不断生长。这对于进一步认识白银-清水-昌马陆缘弧不同构造单元及其动力学过程和白银厂矿田资源的深入评价具有重要的指导意义。

斑岩型矿床的快速评价方法

王元龙[1] 张旗[1] 金惟俊[1] 李承东[2]
1 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029
2 中国地质调查局天津地质矿产研究所, 天津300170

随着我国国民经济的快速发展，对于各种资源的需求大幅提高，包括石油、天然气和矿产资源，已经十分紧迫，并且、已经和即将引发国际战略资源的激烈竞争。由于我国经济的快速增长，拉动对矿产品需求的成倍增长，而我国主要矿产的储量增长速度远低于矿产量的增长速度。其中，铜矿消费量的增长速度更是储量增长速度的 10 倍以上，铜矿资源仅能满足国内需求的 1/3。我国正在成为世界最主要的矿产品进口国，估计到 2010 年，我国矿产资源短缺量将达 2 亿吨左右，矿产资源供需矛盾加剧，将对国家经济和战略安全提出严峻的挑战。因此，我们长期固守的我国“地大物博”的观点应当尽快扫除。出于对国家资源和安全战略的考虑，我们应当加强对于我国紧缺战略资源的寻找和开发研究，急国家之所急。鉴于我们本职的特长，下面仅就斑岩型铜金矿床的找矿问题谈一点初步的意见，希望能够引起有关方面的注意，并能够在实践中予以修正和补充。

铜矿是我国矿产资源严重不足的矿种之一。我国铜矿存在 2 个问题：一是铜矿总储量低。我国几十年勘探获得的全部铜矿储量才 7000 多万吨，不及智利一个丘基卡玛塔斑岩铜矿（世界最大的铜矿），其铜总储量约为 8000 万吨。二是铜矿品位低、规模小。我国铜矿平均品位仅为 0.87%，而智利、赞比亚分别为 1.5%和 2%。我国至今尚未发现特大型的富铜矿（500 万吨级），而国外探明铜金属量超过 500 万吨的超大型铜矿 60 余座，其中有一半超过 1000 万吨。

铜矿类型多种多样，如斑岩型、矽卡岩型，砂岩型和热液型等，以斑岩铜矿最重要。斑岩型铜矿床的储量和产量占了世界铜资源量近 55%；金作为斑岩铜矿的副产品，有着巨大的回收价值。一些富金的斑岩铜矿，金的回收价值甚至超过了铜，因而被称为斑岩铜、金矿床或斑岩金矿。大型和超大型铜矿大多是斑岩铜矿：世界 99 个 200 万吨以上的大型铜矿中，斑岩铜矿有 63 个，占铜总储量的 63%（刘德权等，2001）。如果能在我国找到几个大规模的斑岩铜矿，就能够从根本上解决我国铜资源紧缺的问题，为国民经济作出重大的贡献。

找矿效果的提高和突破依赖于两个条件：1，找矿理论的创新；2，找矿方法的更新。对于斑岩型矿床来说，最近关于埃达克岩与成矿作用关系的讨论，提出了斑岩型铜金（以及钼和银等）矿床找矿的新思路（Defant et al., 2002; Thieblemont et al., 1997; Sajona et al., 1998; Oyarzun et al., 2001，2002，2003；张旗等，2001，2002，2003，2004；王元龙等，2003，2004；张连昌等，2004；刘红涛等，2004；侯增谦等，2003a, b, 2004a, b, c, d, 2005; Hou et al, 2004; 刘德权等，2003；曲晓明等，2002a, b, c；毛建仁等，2004；汪洋等，2004；张炯飞等，2003，2004；赵振华等，2004；Qu et al., 2004）。最新的研究表明，埃达克岩与浅成低温热液 Au-Ag 及斑岩型－夕卡岩型 Cu、Au、Mo、Ag 和 Fe 矿床等有密切的关系。安底斯的斑岩铜矿一部分与埃达克岩有关，一部分与埃达克岩无关；而且，大的和世界级的斑岩铜矿大多与埃达克岩有关，而若干规模较小的斑岩铜矿与活动陆缘钙碱性中酸性斑岩有关（Oyarzun et al., 2001）。而据我们不完全的资料，中国的斑岩铜矿不论大小似乎均与埃达克岩有关（张旗等，2003），这对我国的找矿工作可能有新的启发。Defant et al.(2002)指出，埃达克岩可以作为找矿的标志来使用，埃达克岩（及与其伴生的富 Nb 岛弧玄武岩）对于勘查金铜矿床的作用可以与金伯利岩找金刚石媲美。埃达克岩与斑岩铜矿的密切关系给我们开辟了一条新的找矿思路，

提出了新的找矿方向和找矿方法，希望能够对寻找斑岩铜矿有所启发，并能够探索出一条快速评价和找矿的方法。

按照正规的或科学的找矿方法，应当先进行理论（或基础）研究，然后再找矿。这种方法的优点是：理论准备充分，找矿目的性强；但是，费时费事费钱。按照正规的找矿方法，首先应当进行区域地质研究，探讨一个选定的区域成矿作用的潜力，这包括区域构造、地层、岩浆的研究。其次，在上述研究的基础上，圈定可供进一步研究的区域，开展浅部地表工程，进行物化探探测。第三，开展矿区普查或详查，全面评价；第四，进行深部和外围找矿。按照这种方法找矿，对于一个中－大型矿床来说，找矿全程大约需时几年或十几年。

本文所说的快速找矿方法是先找矿后研究，优点是省时省事省钱，特点是快速，快速评价、快速决策，缺点是有一定的盲目性和风险性。找矿都是有盲目性和风险性的，正规的找矿方法也不例外。需要说明的是，本方法仅适用于中国北方和西部找矿工作程度相对较低的地区，东部找矿程度高，地表和近地表勘探网度密，本方法适用的可能性很小。其次，本方法仅针对与铜金以及银钼有关的斑岩型矿床。

按照我们拟定的方法，首先根据已有的区域地质资料以及从各种途径得到的以及野外踏勘的资料，确定一个地区是否存在斑岩，我们需要做的是：1，野外实地考察斑岩的特征、可能的时代及其分布。斑岩如果是由闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩、英云闪长岩等组成，颜色较浅或发灰色，不是红色的，推测有可能是埃达克岩，即可作为找矿的目标。因为：1，上述岩石可能是中酸性岩；2，颜色偏灰表明长石是以斜长石为主，钾长石含量少。根据斑岩侵入的地层以及相关资料，如果能够大体确定斑岩的时代比较老，例如是古生代的，位于古亚洲洋范围内，则可以推测该斑岩可能与板块俯冲有关（增加了含矿的可能性）；如果斑岩侵入在中生代盖层中，则时代可能比较新，可能与古亚洲洋闭合以后的下地壳熔融有关（找矿的可能性就差了一些）。为此，可以有目的的取一些样品留待下一步研究。2，选择斑岩中蚀变作用比较强的（最好是显示矿化上部蚀变的）或不怎么新鲜的或已经有矿化显示的斑岩，开展初步的物化探工作和地表取样工作。3，分析异常，如果推测可能与矿化有关，即可下钻。如果钻探效果好，有进一步开拓的可能性，即进入第 4 步，开展进一步的物化探、岩石和矿床学研究，进行深部和外围找矿。

现有的有效的物化探方法比较多，如以高精度磁测和高分辨率地震 CT 成像技术为辅的浅层地球物理探测技术，包括甚低频电磁扫面、激电扫面、高精磁测、伽玛能谱测量等；测深技术主要包括连续电导率剖面测深，激电测深，可控源音频电磁测深、瞬变电磁测深等。应结合队伍本身成本、野外条件、可能的成矿特点以及工程进度，选择适当的方法开展工作。

上述方法的基础是：根据目前我们了解的情况，我国几乎所有的斑岩铜矿均与埃达克岩有关。但是，反过来，并不是每一个埃达克岩都含矿。因此，我们需要尽可能快速的对所有埃达克岩和可能的埃达克岩进行初步的检查。我们所说的该方法的风险性和盲目性即在于此。

为此，快速检查也可以围绕已有的斑岩铜矿进行。例如，已知一个斑岩铜矿（不论其规模大小），我们可以初步确认其斑岩可能是埃达克岩，即可沿着该成矿带向两侧追索，检查所发现的每个斑岩（着重那些浅色和灰色的斑岩），查明其矿化和蚀变情况，选择矿化显示良好的地段（斑岩本身、斑岩边部或斑岩附近）进行解剖。如果经过工作发现矿化有一定的规模，即可认为该斑岩也可能是埃达克岩，可以深入一步开展研究；如果经过快速评价没有发现有价值的线索，即可立即向另外的新区转移。相信经过这样的工作，对于快速评价我国北方斑岩铜矿资源状况是有益的。

黑龙江省东部绥芬河组火山岩的年代学与地球化学

纪伟强 许文良 裴福萍 杨德彬
吉林大学地球科学学院，长春 130061

绥芬河地区位于佳木斯地块、兴凯地块和龙岗地块三个地块的碰撞拼合部位。绥芬河组火山岩分布在绥芬河市周边及其南部地区，具有明显的火山岩喷发旋回特征，为一套玄武岩－安山岩－英安岩组合。

绥芬河组火山岩中锆石的阴极发光图像显示，大部分锆石具有完好晶形，多为长柱状，内部结构均匀，双锥面发育，并发育有细微的韵律环带，具有典型的岩浆成因特征。

利用 LA-ICP-MS U-Pb 定年方法，对绥芬河组安山岩、英安岩中岩浆锆石进行了定年工作。安山岩和英安岩的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄分别为：102.5±2.6Ma (N=16)、92.4±2.1Ma (N=13)。上述年龄结果表明：绥芬河组火山岩形成于中生代早白垩世晚期－晚白垩世早期，而非前人所认为早侏罗世。

绥芬河组火山岩的岩石地球化学研究表明，该组火山岩为亚碱性系列，在 AFM 图解上具有钙碱性系列的演化趋势，其中玄武岩 $w(Al_2O_3)$含量为 16.52%-16.75%，为钙碱性火山岩中典型的高铝玄武岩；安山岩和英安岩中铝含量与玄武岩相比相差不大，但依次降低，而铁、镁和钙含量明显降低。

绥芬河组玄武岩、安山岩、英安岩稀土元素总量（ΣREE）分别是 107.3ppm、103.5ppm 94.4ppm，含量逐渐降低，其中轻稀土含量相差不大，重稀土含量玄武岩明显高于安山岩和英安岩。从玄武岩到安山岩和英安岩 La_N/Yb_N 比值和轻重稀土比（ΣLREE/ΣHREE）明显升高，轻重稀土分异程度逐渐增大。反映了橄榄石、辉石等矿物分离结晶作用的贡献。三种火山岩的 Zr/Hf 和 Nb/Ta 比值变化范围分别是 32.3-35.2、10.5-15.9，变化范围较小，也表明了玄武岩、安山岩和英安岩具有相同的岩浆源区。从火山岩原始地幔标准化蛛网图解上可以看出，该区火山岩适度富集大离子亲石元素（LILE），明显亏损高场强元素（HFSE）和重稀土元素（HREE）。这一特征与活动大陆边缘和岛弧环境区火山岩特点相近。

玄武岩的构造环境判别图解表明，该组火山岩均形成于火山弧的构造环境。这与绥芬河组火山岩的岩石组合特征（玄武岩－安山岩－英安岩组合）相吻合。

综上所述，绥芬河组火山岩形成时代为早白垩世晚期－晚白垩世早期；岩石组合为玄武岩－安山岩－英安岩，为亚碱性系列，钙碱性演化趋势。绥芬河组火山岩岩石组合特征和主量元素、微量元素地球化学特征表明，绥芬河组火山岩的形成环境具有活动陆缘的特点，其构造背景类似弧后的引张环境。

碧溪岭（超）镁铁岩的铂族元素特征

刘 庆[1,2] 侯泉林[1] 周新华[2]
1 中国科学院研究生院， 北京 100049
2 中国科学院地质与地球物理研究所， 北京 100029

碧溪岭（超）镁铁岩位于安徽省西部岳西县菖蒲镇,是大别—苏鲁超高压变质带中出露的以榴辉岩为主的（超）镁铁岩体，超镁铁岩类包括石榴橄榄岩和石榴橄榄二辉岩。本文从碧溪岭（超）镁铁岩石中的铂族元素（PGE）分布特征入手，根据铂族元素自身的性质，结合其它元素地球化学，推测岩石的成因。

碧溪岭（超）镁铁岩的铂族元素原始地幔配分模式不同于 Kamchatka 的来自地幔楔的超镁铁质包体，而类似于 Stillerwater 层状侵入体的铂族元素分布，且自身呈现出规律性的变化：

（1）不同类型岩石中铂族元素的含量呈规律性变化，即从石榴橄榄岩→石榴二辉岩→榴辉岩，各个铂族元素的含量及总量均逐渐降低；

（2）随着MgO含量的增高，铂族元素也显示出含量增加的趋势，同时Ru与Ir、Pd均呈正相关，这说明在玄武质熔体结晶分异的过程中，所有铂族元素均表现为相容元素；

（3）随着岩浆的结晶分异程度的增加，Ir的亏损程度越来越明显，而Pd、Pt的变化相对较小，说明Ir相容于对Pt、Pd的相容行为无影响的非硫化物相中，这种非硫化物相可能是尖晶石/铬铁矿或合金。

碧溪岭（超）镁铁岩中各类岩石的铂族元素特征显示：（1）该（超）镁铁岩是岩浆分异结晶作用的产物，岩石形成的先后顺序为：石榴橄榄岩→石榴二辉岩→榴辉岩；（2）形成碧溪岭（超）镁铁岩的源区地幔亏损铂族元素。从白垩纪前铂族元素亏损的地幔变化到白垩纪时铂族元素富集的地幔，可能暗示着深部地幔物质的上涌。

塔里木石油钻井的中子活化研究

贾秀勤　苏文　李和　张旗

塔里木石油钻探在钻井中发现了一些火成岩样品，这些火成岩是什么成分，什么产状，是侵入岩还是火山岩？是什么时代的？是有利于油气的生成还是有害？这对于塔里木找油是一个重要的问题。因此，对石油钻探中钻遇火成岩的研究是一个重要的课题。此外，在石油钻井中，为了加快钻探进度，降低成本，对于非目的层往往很少取岩芯样品。因为，提钻取芯是一件既费时又费事的工作，尤其当钻探达数千米深度的时候。这时，往往只是留取岩屑样品。如果想要了解非目的层的岩石面貌，只有采集岩屑样品进行研究了。岩屑样品块体一般很小，大多为厘米级或毫米级的，有些可以勉强够磨片用，可以镜下观察确定岩石名称，有些或在大多数情况下，岩屑是非常细小的，有些呈粉末状，无法进行鉴定，使岩石学研究无从入手。但是，由于钻探技术的进步，岩屑样品的准确位置是确定的。在这种情况下，我们考虑，可以尝试采用中子活化技术对岩屑样品进行研究，以确定岩屑样品的类型和名称。

中子活化分析技术的特点是可以对岩屑样品（包括粉末和毫米级的样品）直接进行分析，而不需要进行技术处理，且分析速度快，数据可靠。我们研究的思路是这样的：首先对已知样品进行研究，采集塔里木地区遇见的所有样品（包括地表和钻井样品），进行中子活化分析，归纳不同岩石样品的微量元素和 REE 特征，找出它们之间的差别所在，作为对未知样品判断的依据。其次，对未知样品进行研究，与已知样品对比，以确定未知样品的岩石类型和名称。

我们初步研究的成果汇报如下：

1，我们收集了研究区所发现的各类样品，包括地表、钻井中的样品，包括已知和未知的岩屑样品，进行中子活化分析，分析的流程如下：

2，研究区的火成岩样品种类繁多，包括玄武岩、辉绿岩、辉长岩、花岗闪长岩、石英闪长岩、正长岩、花岗岩、凝灰岩等等，沉积岩样品包括泥岩、砂岩、粉砂岩、以及大量的各种灰岩和白云岩等等。

早二叠世玄武岩出露在地表，主要见于阿克苏地区，共出现两层，厚约几十至 300 米。玄武岩具有典型板内玄武岩的特点，为 LREE/HREE 分离的 REE 分布，没有明显的铕异常，微量元素组网图为大隆起的型式，与峨眉山玄武岩的特征类似，可能是板内深部地幔来源的。

辉绿岩在塔里木地表和钻井中均有发现，而且出露在不同的地层时代中，例如，石炭纪、志留纪、奥陶纪等等。推测它们与早二叠世玄武岩为同源的，是玄武岩上升的通道。

辉长岩零星出露，有的具堆晶结构，为 LREE 富集型的分布，有弱的负铕异常，表明可能是辉石发生了堆晶而非斜长石。

阿克苏地区的花岗岩和闪长岩类大多具有 LREE 富集的分布，有中等或弱的负铕异常，属于钙碱性至高钾钙碱性系列。与玄武岩相比，亏损 Sc（<14 ppm）和 Cr（<15 ppm）。相应的，玄武岩和辉绿岩的 Sc 和 Cr 分别在 21-37 ppm（平均 25 ppm）和 5-205 ppm （平均 52ppm）。

和 4 井的灰岩和白云岩也是 LREE 富集的分布，有弱的负铕异常，但是，REE 含量差别很大，例如，灰岩和白云岩 La 的丰度在 7－0.5 ppm 之间，Yb 在 0.5-0.07 ppm 之间；而泥岩和粉砂岩的 REE 丰度较高（La=4.9-10.9 ppm；Yb=1.85-2.01 ppm）。特征的是，无论砂岩、泥岩还是灰岩，它们都强烈亏损 Sc 和 Cr，例如，灰岩和白云岩的 Sc<3 ppm, Cr<12 ppm; 泥岩和粉砂岩的 Sc 和 Cr 相对较高，分别<11(Sc)和<60（Cr）。

3，岩屑样品采集了中 1 井，中 4、中 11、中 12、中 13、中 42 和顺 2 井的样品共计 7 件。它们

总的均为 LREE 富集型的分布，差别有：

（1）LREE/HREE 分离的型式，如中 4 和中 11 井，类似玄武岩和辉绿岩的 REE 分布特点。

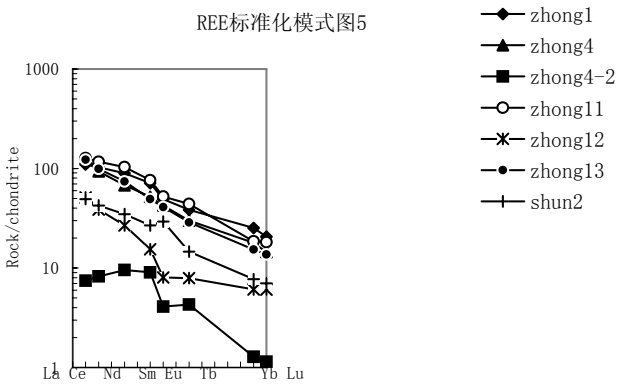
（2）LREE 富集型，有弱的负铕异常，如中 1 和中 11 井。按照它们的 REE 分布，类似中酸性火成岩的特征，但是，中酸性火成岩明显亏损 Sc（<14 ppm）和 Cr（<15 ppm），如小海子。而中 1 和中 11 岩屑的 Sc（20-24 ppm）和 Cr（57-74 ppm）含量较高，类似玄武岩或基性凝灰岩的特征。但是，玄武岩很少有中 1 和中 11 井岩屑的 REE 分布型式。因此，这两件样品的性质不清楚。

（3）顺 2 井具有明显的正铕异常，REE 总略低，Sc 和 Cr 含量较高，分别为 31 ppm 和 70 ppm，可能为堆晶辉长岩的特征。

（4）中 12 井岩屑，REE 分布类似顺 2，但是有明显的负铕异常，而且 Sc 的含量很低，仅为 3.56 ppm，类似泥岩和粉砂岩的特征。

（5）中 42 井的 REE 含量最低，有明显的负铕异常，Sc 和 Cr 也很低（分别为 1.97 ppm 和 10.1 ppm），类似和 4 井生物灰岩的特征。

根据上面的研究，我们可以得出初步的认识，即，利用中子活化分析方法来鉴定岩屑样品可能是有益的，它主要利用不同岩石 REE 分布和某些元素丰度的差异进行判别。如果对于石油钻井来说，想要知道它是否火成岩，大概是可以得到初步的结论的。当然，如果配合上其它的方法，并进行主量元素分析，则可以对岩屑的性质有更加深入的了解，可以得出更加可信的结论，这对于石油钻井应当是大有裨益的。



海外河油田自生沸石的发现、成因和意义

魏喜[1,2] 宋柏荣[3]
1 中国地质大学 地球科学与资源学院，北京 100083;
2 辽河油田 海南油气勘探分公司，辽宁盘锦 124010;
3 辽河油田 勘探开发研究院，辽宁盘锦 124010

砂岩储层中沸石类成岩自生矿物在许多地区有过研究和报导。如陕甘宁盆地的浊沸石带；准葛尔盆地的中性沸石－方沸石－片沸石带；松辽盆地的方沸石－浊沸石带；以及临清坳陷的方沸石－斜方沸石带等。在辽河盆地岩石薄片鉴定中常常遇到自生沸石，但很少做过细致的研究和报导。本文重点对辽河盆地海外河油田岩屑砂岩中发现的沸石类矿物进行研究，探讨了自生沸石的成因和意义。

1 沸石矿物类型的确定

在薄片观察的基础上，结合油浸法、扫描电镜、电子探针和 x-衍射等分析手段，确定本区砂岩储层中自生沸石属辉沸石类。主要有辉沸石、片沸石和丝光沸石。其中辉沸石含量最高，其它均较低。

在偏光显微镜下，沸石呈板柱状或片状，低负突起，双折射率为 1.478~1.505，晶体表面干净，平行晶面有一组发育的解理，干涉色为一级灰到一级白，平行消光或消光角极小，负延长为主。扫描电镜下，呈柱状或板柱状自形晶体，晶粒大小在 15~50um 之间，见穿插双晶，多呈集合体形式充填于粒间孔隙中。从结晶角度上看，它们多为单斜或斜方晶系，具有辉沸石、片沸石和丝光沸石的形态特征。此外还见到近方柱状晶体（类似中性沸石是的晶体外形）。

电子探针成分定量分析结果表明：SiO_2, 62.51%~63.79%; Al_2O_3, 14.15%~15.01%; CaO,3.51%~3.94%; NaO, 0.15%~0.23%; K_2O,0.30%~0.38%; MgO, 1.32%~1.71%; H_2O, 13.39%~16.14%。计算沸石矿物的化学式为 $Ca_{0.423\text{-}0.476}\ Mg_{0.223\text{-}0.286}\ Na_{0.1032\text{-}0.050}\ K_{0.043\text{-}0.054}\ Al_{1.886\text{-}1.980}\ Si_{7.042\text{-}7.148}O_{18}{\cdot}nH_2O$。其中，Al:Si 为 1:3.6 至 1:3.8，与辉沸石和片沸石组分相当。

表 1 沸石实测 2θ (°)和 d 值与标准值的对比

序号	实测值		标准值		标准矿物种属
	2θ(°)	d	2θ(°)	d	
1	9.780	9.037	9.810	9.009	辉沸石
2	22.000	4.037	21.846	4.065	
3	29.800	2.995	29.361	3.040	
4	9.9	8.927	9.987	8.850	片沸石
5	19.12	4.638	19.066	4.651	
6	22.8	3.897	22.656	3.922	
7	30.08	2.968	30.183	2.959	
8	9.9	8.927	9.721	9.091	丝沸石
9	22.33	3.969	22.206	4.000	

沸石砂岩 X-衍射分析结果表明，主要矿物构成：石英 23.9%；碱长石 20.09%；斜长石 19.04%；沸石类矿物 24.31%；粘土总量 9.05%。为了进一步确定沸石的种属，我们对砂岩进行了破碎，然后

用重液法(D=2.391)进行分离，获得一组以沸石矿物为主的样品，又进行 X-衍射分析，测得其主要成分为沸石、蒙脱石和石英。在上述实验测定基础上，对各种可能出现的沸石矿物进行拟合（表 1），结果也证实了本区沸石矿物以辉沸石为主，少量片沸石和丝光沸石的结论。

2 沸石矿物的成因、产状及分布

在偏光显微镜和扫描电镜下观察，自生沸石以两种形式产出。一种生长于火山岩屑之上；一种充填于粒间孔隙中。但二者均系同期生长的矿物。在剖面上，不同井位分布范围略有差别，一般集中出现于 1200~1500m 范围内。沸石砂岩厚度在 15~30m 左右不等。在平面上，主要见于海外河潜山之上，呈披覆状。砂岩中沸石最高含量可达 25%。

关于沸石类矿物的成因，据其产状不同有多种解释。有的是长石和副长石的热液交代产物；有的则出现于火山岩的气孔中，同方解石共生形成杏仁构造；有的在沉积中作为火山玻璃或火山岩屑中长石蚀变产物等。通过本区砂岩中沸石矿物的详细研究，笔者认为其成因与火山碎屑特别是安山岩屑有关，其证据如下：

①从微观产状上，沸石不仅以充填粒间孔隙形式产出，有的还生长于火山喷发岩屑之中，说明沸石的形成与火山岩屑有密切联系。

②沸石出现的砂岩，一般均含火山岩屑，且含量较高，一般大于 20%，最高可达 45%，多为岩屑砂岩或长石岩屑砂岩。

表 2 沸石与安山岩中长石成分对比

元素*	安山岩	沸石	氧化物	安山岩中斜长石			沸石		
				1	2	3	1	2	3
A1	19.18	19.18	Al_2O_3	17.14	17.57	18.61	15.01	14.48	15.62
Si	54.9	56.96	SiO_2	65.54	65.92	68.25	63.21	63.79	64.92
Fe	4.05	0.01	K_2O	6.88	7.82	5.85	0.30	0.33	0.29
Mg	4.82	0.56	MgO	0	0	0	1.41	1.35	1.61
Ca	6.14	6.26	CaO	0.14	0.14	0.57	3.85	3.52	4.03
Na	7.34	1.69	Na_2O	6.29	5.81	4.86	0.15	0.16	0.16
K	1.53	2.82	H_2O	3.47	2.06	0.86	13.56	13.65	11.85
总量	97.96	87.48	总量	99.46	99.46	99.00	97.49	97.28	98.18

*元素成分引自 R.C 苏达姆　J.R 博尔斯　SEMP　special pub. No.26

③沸石类矿物与喷发岩（安山岩）或其中斜长石成分相当（表 2），说明喷发岩或斜长石具有向沸石类矿物转化的物质基础，因而进一步说明了二者成因的内在联系。

④在富岩屑砂岩中，常常出现自生伊利石和绿泥石的衬垫，火山玻璃和长石水化作用明显。这是火山岩向沸石转化的前期阶段，之后，随着温压条件增高，PH 值增大和钙离子浓度增加而形成沸石类矿物。

关于粒间充填的沸石类矿物，可能还与火山玻璃的水化作用有关。有的学者认为水化的火山玻璃向沸石转化比水化的斜长石要早，埋深也较浅，而且主要以在水溶液中沉淀析出充填粒间孔为主，交代其他矿物成颗粒现象相对较少，这与本区情况吻合。

3 沸石矿物形成的孔隙效应及意义

由于本区砂岩中自生沸石矿物多成堆充填于粒间孔隙中，并且未见溶蚀现象。因此，占据了大

量孔隙空间，致使砂岩孔渗性能急剧下降。研究表明，一个体积的斜长石蚀变成沸石，增长 0.53 个体积（其中 0.22 个体积来自石英）。根据岩石薄片显微镜下的统计结果，长石含量可达 30%~40%，岩屑（主要是安山岩屑）含量大于 20%，最高可达 45%，并含一定的火山玻璃，石英仅占 15%~45%。如果按前面的估算，则因沸石析出而损失的孔隙度为 9.3%~20%。如果 SiO_2 来自溶液，沸石占据的孔隙空间将更多。图 1 表示了斜长石钠长石化，产生沸石的孔隙效应。海外河油田的勘探实践表明，在油藏之上普遍分布这套富含粘土和沸石的岩屑砂岩致密层，如海 26、新海 27 等井，对油藏的形成起到一定的封盖作用，成为海外河油田的局部盖层。

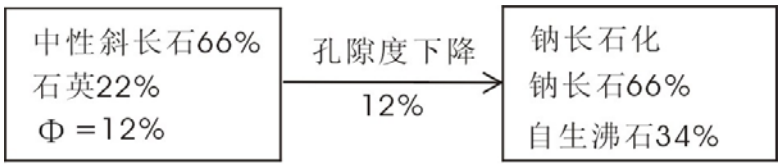


图 1 中性斜长石钠长石化后生成沸石产生的孔隙效应

(据 SEMP special pub No.26 P175-267,1979)

4 结论

海外河油田砂岩储层中沸石成岩自生矿物属辉沸石类，主要为辉沸石，其成因与火山物有关。沸石多以粒间充填形式产出，占据大量粒间孔隙，大大降低了砂岩储层的孔渗性能，使该套砂岩由多孔层转化为致密层，对海外河油田的形成起到了重要作用。

参考文献（略）

天山石炭纪—早二叠世大火成岩省裂谷火山作用与地幔柱

夏林圻，夏祖春，徐学义，李向民，马中平，王立社
（西安地质矿产研究所，陕西 西安 710054）

中国西北部石炭纪—早二叠世时喷发的天山裂谷火山岩系构成了一个大火成岩省。该火山岩系的组成以玄武质熔岩为主（玄武质岩石占整个火山岩系的体积百分比大于 80%），其次有中性和酸性熔岩及火山碎屑岩。

根据岩石学、主元素、微量元素和 Sr-Nd-Pb 同位素的地球化学变化特点，天山大火成岩省的玄武质熔岩可以被分为两个主要岩浆类型，即高 Ti/Y（HT）和低 Ti/Y（LT）类型。HT 类型，以高 Ti/Y（>500）、高 Ce/Y（>3）和相对低 Nb/Zr（<0.11）、低 $\varepsilon_{Nd}(t)$为特征；LT 类型，以低 Ti/Y（<500）为特征。LT 熔岩又可以进一步分为 LT1 和 LT2 两个亚类：LT1 熔岩以低 Nb/Zr（<0.15）和高 $\varepsilon_{Nd}(t)$（+3.1 — +9.7）为特征；LT2 熔岩具有较高的 Nb/Zr 比值（>0.16）和较低的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值（– 0.98 — –2.91）。

元素和同位素数据表明，HT 和 LT 熔岩的化学变异不是由一个共同母岩浆的结晶分异作用所产生。它们极有可能是源于一种似洋岛玄武岩源的地幔柱源，天山石炭—二叠纪大火成岩省地幔柱头组分的成分为：$^{87}Sr/^{86}Sr$ $(t) \approx 0.7045$, $\varepsilon_{Nd}(t) \approx +4$, $^{206}Pb/^{204}Pb(t) \approx 18.35$, $^{207}Pb/^{204}Pb(t) \approx 15.66$, $^{208}Pb/^{204}Pb(t) \approx 38.25$, La/Nb ≈ 0.7。不同的岩浆类型具有不同的熔融条件和经受了不同的分异和混染。

以碱性熔岩为主的 HT 熔岩是产生于地幔柱较深层位石榴子石稳定区的低度部分熔融，其化学变异受控于单斜辉石（cpx）[±橄榄石（ol）]分离作用。相反，LT 类型的母岩浆则是产生于地幔柱较浅层位的尖晶石—石榴子石过渡带：碱性 LT2 亚类的母岩浆是产生于部分熔融程度较低的条件下；而以拉斑玄武质为主的 LT1 亚类的母岩浆则是产生于部分熔融条件较高的条件下。它们经受了浅层位辉长岩质 [斜长石（plag）+ cpx ± ol] 分离作用，化学变异较大。HT 和 LT 岩浆的岩石成因又进一步为地壳和岩石圈地幔的混染作用所复杂化。

研究揭示，天山大火成岩省的火山岩存在空间上的岩石地球化学变化。LT1 亚类以拉斑玄武岩为主的熔岩主要分布于天山大火成岩省中部（指天山中-东段和准噶尔地区），该岩浆类型代表了天山裂谷火山作用的主相，该处火山岩系的厚度最大，岩石圈较薄，可能是地幔柱或地幔熔融异常的中心位置。向西，至位于天山大火成岩省边缘的天山西段和塔里木西北缘，火山岩系厚度较小，岩石圈较厚，其熔岩分别由以碱性玄武岩为主的 HT 类型熔岩和碱性 LT2 熔岩组成。相比而言，LT1 熔岩具有较高的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值(+3.1 to + 9.7)和较低的 Ce/Zr 比值 (0.09 – 0.34)；而 HT 和 LT2 熔岩，则显示相对较低的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值(–0.98 to – 2.91)和相对较高的 Ce/Zr 比值 (0.26 – 0.55)。这种从天山大火成岩省中心向边缘的玄武岩化学成分上的空间变异，不仅是反映了天山大火成岩省岩浆形成时，从中心向边缘，地幔中熔融柱的位置加深和部分熔融程降低，而且，也意味着从中心向边缘，受地幔柱活动的影响减弱。换句话说，这岩浆类型在空间分布上的变化，很可能是受控于岩石圈厚度和地幔热结构在空间上的改变。LT1 类型熔岩是产生于地幔柱的轴部区，该处地幔温度较高，岩石圈较薄，部分熔融程度较高；相反，HT 和 LT2 类型熔岩是产生于地幔柱的边部，地幔温度较低，岩石圈较厚，部分熔融程度较低。

从造山带尺度而言，天山造山带及邻区从早石炭世至早二叠世发生的大规模裂谷化作用可能与下述机制有关：即古亚洲洋闭合—碰撞造山后，板块缝合带成为一个地壳增厚的地区，由于迅速上隆，增厚的陆下地幔根发生拆离和下沉，造成热的软流圈物质替代、上涌，发生部分熔融，从而导致强烈后造山岩浆活动，并在天山及相邻地区诱发产生石炭—二叠纪裂谷拉伸体系。但从更大的尺度上看，天山及邻区的石炭纪—早二叠世裂谷拉伸活动可能还有着更为深刻的地球动力学背景，它很可能是古特提斯拉伸裂解作用的深部地球动力学在天山地区的地表响应。可以推想，导致在这一时期发生具有全球意义古特提斯拉伸裂解的古地幔柱（很可能有数个）上涌活动也影响到了位于古亚洲系和古特提斯系交界部位的天山地区，所以才造成天山及其邻区出现规模巨大的石炭纪—早二叠世大火成岩省活动，该大火成岩省活动很显然对于中亚地区此一时期众多大—特大型矿床的形成具有独特而重要的背景意义。

塔里木盆地早－中二叠世岩浆作用过程及地球动力学意义

杨树锋、陈汉林、厉子龙、董传万、余星
（浙江大学地球科学系，杭州，310027）
贾承造　　魏国齐
（中国石油天然气股份公司，北京，100000）

二叠纪是塔里木盆地发育过程中一个十分重要的时期，塔里木盆地不仅结束大范围海相沉积的历史,进入了陆相沉积的新阶段，而且盆地内部发育了大量早－中二叠世岩浆岩，特别是盆地中部发育的具有相同的形成构造背景的玄武岩、辉绿岩，面积约 20 万 km^2。如此大规模的基性岩浆作用必定蕴含着丰富的地球动力学涵义。

通过对塔里木盆地早－中二叠世基性岩类的常量元素、微量元素、稀土元素的分析发现，基性岩类的 Si02 平均值为 49.05％，样品中 TiO_2>2.5％占绝大多数，属于钛富集型；在硅－碱图解中，投影点在碱性系列玄武岩区和亚碱性系列玄武岩区，属于亚碱性向碱性系列过渡的岩石系列。基性岩类的微量元素贫 Cr、Ni、Cu，而 Ti、Zn、Li、Be、Ba、 Nb、Y、Yb 相对富集。玄武岩的微量元素经洋中脊玄武岩(MORB)标准化后的分配形式呈特征的驼峰状。在 Ti/Y-Nb/Y 图解中都落在板内玄武岩区。在 Nb 标准化的比值蛛网图中，曲线呈放射线密集地平行分布，而且各曲线的倾斜方向为负斜率倾斜，说明塔里木盆地早－中二叠世基性岩类来自于均一的富集地幔。

玄武岩稀土总量平均为 205.53ppm；轻重稀土比值平均为 7.24；(La/Yb)N 平均为 8.28；δEu 平均为 1.01。玄武岩类的稀土配分曲线均为右倾平滑曲线，无铕亏损。这些特征与大陆溢流拉斑玄武岩的稀土配分型式类似。辉绿岩平均稀土总量平均值为 188.5ppm，轻重稀土比值平均为 7.23；（La/Yb）N 平均为 8.39；δEu 平均为 0.93。

通过对塔里木盆地晚古生代沉积学特征分析发现，从晚石炭世开始，由于盆地的抬升，海水自东向西退缩。早二叠世的沉积以湖泊、河流相等陆相为主，仅在盆地西部地区为广海浅水环境，沉积了以早二叠世巴立克立克组为代表的灰岩。而在盆地的其它地区早二叠世以红、棕红、灰、灰绿色泥岩及粉砂岩等的碎屑岩为主，并夹有砾岩、砂岩、火山碎屑岩等，偶夹有煤层和石膏层，沉积厚度为几百至 1500 米。在塔里木盆地中二叠世岩相古地理图中，巴楚隆起地带在中二叠世时期为一强烈隆起区，这一地区恰恰与大规模的岩墙、碱性正长岩和超基性岩发育的区域相吻合，充分说明了早－中二叠世的岩浆作用导致了盆地岩石圈的强烈隆升。

结合区域地质特征分析发现，塔里木盆地的早－中二叠世岩浆作用并不是一个孤立的岩浆作用事件，而是具有重要的区域地球动力学含义的构造岩浆事件。

早－中二叠世是古特提斯洋开始俯冲消亡的时期，而塔里木盆地的岩浆作用与古特提斯洋俯冲消亡在发育时间上有很好的匹配性；同时在空间上，该时期的塔里木盆地正处于古特提斯洋的北缘地带。因此，作者认为塔里木盆地岩浆作用的发育与古特提斯洋俯冲消亡有着密切的联系。从区域上看，在古特提斯东段的北缘地区发育了大量早二叠世到晚二叠世的板内岩浆作用。除了塔里木盆地和扬子板块西缘的峨眉山玄武岩以外，在吐哈盆地及其周缘、红柳河地区、北山地区等都发现了早二叠世的板内玄武岩（Xu Y. G. et al., 2001; 徐义刚等，2001；Zhang Zhaochong et al., 2002；邢秀娟等，2004；赵泽辉等，2004；肖龙等，2004；郝艳丽等，2005）。

因此，塔里木盆地早－中二叠世的岩浆作用，与扬子板块西缘、吐哈盆地及其周缘、红柳河地区和北山地区的二叠纪岩浆作用构成了古特提斯洋北缘的二叠纪岩浆作用带，它们的发育与古特提斯洋的演化具有密切的联系。

攀西猫猫沟霞石正长岩体研究：与峨眉山大火成岩省的成因联系

罗震宇，徐义刚，何斌
（中国科学院广州地球化学研究所，广州　510640）

分布于西南三省的晚二叠纪峨眉山玄武岩及其伴生岩石是我国唯一被国际学术界认可的大火成岩省。峨眉山大火成岩省（ELIP）研究需要解决的一个根本问题是它的喷发时代和喷发时限。由于基性岩定年存在问题，具有地幔信息的碱性侵入岩能够利用锆石定年可为该大火成岩省的形成时代提供精确的年龄约束。研究碱性侵入岩还能为建立中酸性侵入岩演化模型提供约束条件。

猫猫沟霞石正长岩体位于四川省会理县境内（北纬 26°62'，东经 102°14'），属 ELIP 的中心区域，主要由霞石正长岩、碱性辉长岩组成。它侵入于峨眉山玄武岩和下奥陶统灰岩、砂岩中。本文对猫猫沟霞石正长岩进行了岩石学，岩石地球化学，同位素地球化学和同位素年代学等方面的工作研究。利用 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年，获得霞石正长岩的结晶年龄为 261.6±4.4Ma。在误差范围内这与中、晚二叠世的界限年龄（~260 Ma），新街基性侵入岩年龄(~259-260 Ma)相一致，暗示猫猫沟霞石正长岩体的形成在时间上与 ELIP 密切相关，同时也暗示 ELIP 的大规模喷发可能是 Guadalupian 生物大灭绝的重要起因。

岩相学研究表明，霞石正长岩主要由微斜长石、钠长石、霞石、钙铁辉石、铁韭闪石组成。铁韭闪石和霞石的矿物成分具有高温特征。铁韭闪石低硅高钙高钛（SiO2=39-40wt%，CaO=10.5-11.5wt%，TiO2＝3-3.5wt%）；霞石低钠高硅，成分比较稳定（$Ne_{59-65}Ks_{15-20}Q_{20-26}$）。温压估算结果表明岩石结晶条件为 P=6-7kbar，T≈1000℃。相比于壳源花岗岩通常＜800℃的形成温度，该霞石正长岩的形成温度明显偏高，与幔源岩浆的结晶温度(~1000-1200℃)相似。这说明猫猫沟霞石正长岩体的形成在成因上与幔源物质密切相关，暗示为峨眉山地幔柱的产物。

岩石化学研究结果表明，霞石正长岩具低硅、高铝、富碱、高钠的特点（SiO_2=54-56wt%，ANK=0.78-0.86，ACNK=1.06-1.14），属准铝质碱性侵入岩。该类岩石具有富集 Nb、Ta、REE、Zr、Hf，亏损 Ti 的地球化学特征，属于 Eby（1992）提出的 A 型花岗岩中的 A1 型，指示其形成于板内非造山的隆升环境下，这与地幔柱引起的地壳大规模隆升事件是一致的。同位素地球化学的研究结果显示，霓霞正长岩 ISr≈0.705，ε Nd(t)≈0.7～1.4，这与峨眉山低钛玄武岩的同位素组成基本一致（ISr≈0.705，ε Nd(t)≈2）。结合玄武质岩石的不相容微量元素和 REE 元素演化，表明猫猫沟霞石正长岩体很可能与峨眉山低钛玄武岩具有成因上的联系。

峨眉山地幔柱活动的地质学、地球化学和地球物理学证据

徐义刚[1]，何斌[1]，肖龙[1]，黄小龙[1]，钟孙霖[2]
1. 中国科学院广州地球化学研究所，广州 510640
2. 台湾大学地质系，台北 10770

分布于西南三省的晚二叠纪峨眉山玄武岩是我国唯一被国际学术界认可的大火山岩省（LIP），因有相关超大型 V-Ti-Fe 矿和基韦诺型铜矿床的产出以及峨眉山玄武岩的喷发与晚二叠生物灭绝事件之间的可能联系（Lo et al., 2002; Zhou et al., 2002）而广为学术界关注，但其成因机制仍存在不同的看法。本文通过（a）峨眉山玄武岩喷发前的地壳运动特征的重建，(b) 玄武岩的时空分布特征，原始岩浆性质反演，深部地幔的热状态和熔融条件的确定，以及（c）该火山岩省中高速下地壳的岩石学解释等几个方面论证了地幔热柱参与形成峨眉山玄武岩的证据和方式。

（a）**地质学**：对峨眉山玄武岩下伏茅口灰岩进行了生物地层对比，发现扬子西缘茅口灰岩在玄武岩喷发前存在差异剥蚀，而且茅口灰岩等厚线呈似圆状分布。剥蚀程度在空间上呈有规律的变化，自西到东可分为深度剥蚀带（内带）、部分剥蚀带（中带）、古风化壳或短暂沉积间断带（外带）和连续沉积带；整个剥蚀区的范围同峨眉山玄武岩分布区基本一致。通过剥蚀地层的厚度和热带环境下灰岩岩剥蚀速率估计地壳抬升发生的时限 ＜3 Ma。通过川滇古陆东北缘的冲积扇和茅口灰岩的剥蚀特征确定地壳抬升高度大于 1 km。因此，在峨眉山玄武岩喷发之前，扬子西缘有过一次快速的，公里级的穹状隆起（He et al., 2003），这与地幔柱上升导致地表抬升的理论模型（Campbell and Griffiths, 1990）十分吻合，从而为峨眉山大火成岩省形成的地幔柱撞击的成因模式提供了强有力的证据。峨眉山地幔柱的快速上升的沉积记录还包括，西南地区峨眉山玄武岩之下零星发育的一套碎屑岩系，上扬子早晚二叠世区域岩相古地理的突变和隆起区古喀斯特的形成等（He et al. in press）。通过对扬子地台茅口灰岩地层剥蚀和不整合面特征的研究，结合对二叠系的沉积及岩相古地理、岩浆活动等综合分析表明，扬子地台中晚二叠世之间的东吴运动是峨眉山地幔柱上升对岩石圈底部的冲击所造成的地壳快速抬升，地幔柱上升还造成中二叠世晚期的突然大规模海退和晚二叠世早期的海侵。

（b）**岩石学和地球化学**：根据岩相学、主量元素、微量元素特征，将峨眉山玄武岩分成两个大类（即高钛和低钛; Xu et al., 2001）。两者不可能是同一原始岩浆的结晶分异作用的产物，而是来自不同的源区，而且两者在形成条件和热柱-岩石圈相互作用程度等方面存在明显的不同。低钛玄武岩可能形成于温度最高、岩石圈最薄的地幔柱轴部。地幔（$I_{Sr} \approx 0.705$, $\varepsilon_{Nd}(t) \approx +2$）熔融始于 140 公里，并一直延续到较浅的深度（60 公里，尖晶石稳定区），部分熔融程度为 16%。而高钛玄武岩的母岩浆是热柱（ε_{Nd}=5）在较大的深度（>80 公里，gt 稳定区）经小程度部分熔融形成（1.5%），并在地壳浅部经历了辉长质组分的分异结晶作用，可能代表了热柱边部或消亡期地幔小程度部分熔融的产物。

地壳快速穹状隆起不仅为峨眉山玄武岩的形成的动力学机制提供了制约，而且为峨眉山大火成岩省提供了一个天然的分区方案（Xu et al., 2004）。根据茅口组灰岩的剥蚀程度在空间上呈现的有规律的变化，将峨眉山大火成岩省分为内带（深度剥蚀带）、中带（部分剥蚀带）和外带（古风化壳或短暂沉积间断带）。为了了解峨眉山玄武岩的分布，对峨眉山大火山岩省和周边晚古生代海相玄武岩共 18 个火山岩剖面进行了系统采样个和地球化学分析，通过化学地层对比，发现低钛玄武岩主要局限于峨眉山大火山岩省的内带，岩性自下而上的总体变化趋势为：低钛->高钛玄武岩；而中带主要由高钛玄武岩组成。中岩区则由高钛玄武岩和碱性玄武岩组成。根据高钛和低钛玄武岩不同的熔融条件，推测地幔柱的核部内带。值得一提的是，根据玄武岩岩类空间分布规律推测的地幔柱活动部

位与根据地层剥蚀程度推断的地幔柱核部位置相吻合。两种方法的独立性暗示所获结论的可靠性。

（c）**地球物理**：考察了现有地球物理资料，发现地壳厚度随隆起区的不同位置而有规律的变化（Yuan 1995; Liu et al., 2001）。在内带地壳厚度为 55-64 km（平均 61.5 km），中带地壳厚度为 38-54 km (平均 45 km)，外带 35-43 km（平均 38 km）。地震层析表明内带厚地壳包含有平均厚度为 20 km 左右的高速下地壳（Vp=7.1-7.8 km/s）。此外，在内带岩石圈地幔存在一个高速异常透镜体（Vp=8.2-8.6 km/s），其东西两侧的地理位置与内带和中带分界位置相重叠。壳幔结构的空间变化与地壳穹隆结构之间的协调关系暗示两者受同一动力学机制-地幔柱活动的影响。在内带，地幔柱头的熔融程度大，岩浆产出量大，一部分岩浆喷出到达地表，而另一部分则底侵至壳幔边界成为下地壳的一部分。壳幔结构还暗示地幔柱产生的岩浆在水平方向上没有大的流动，可能与当时岩石圈缺乏大的伸展有关。

主要参考文献

1. Campbell, I.H. & Griffiths, R.W. 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. Earth Planet. Sci. Lett. **99**, 79-93
2. He B, Xu Y-G, Chung S-L, Xiao, L. and Wang Y, 2003. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts. Earth and Planetary Science Letters 213: 389-403
3. He B., YG Xu, Ya-Mei Wang , Zhen Yu-Luo, 2005. Sedimentation and lithofacies paleogeography in SW China before and after the Emeishan flood volcanism: New insights into surface response to mantle plume activity. Journal of Geology (accepted)
4. Liu, J., Liu, F., He, J., Chen H. & You, Q. Study of seismic tomography in Panxi palerift area of southwestern China – structural features of crust and mantle and their evolution. Science in China, (Series D), 44, 277-288 (2000).
5. Lo, C. H., Chung, S. L., Lee, T. Y., Wu, G. Y. Age of the Emeishan flood magmatism and relations to Permian-Triassic boundary events. Earth Planet. Sci. Lett. 198, 449-458 (2002).
6. Xu, Y. G., Chung, S.-L., Jahn, B.M. & Wu, G.Y. Petrologic and geochemical constrains on the petrogenesis of Permo-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. Lithos **58**, 145-168 (2001).
7. Xu YG, He B, Chung SL, Menzies MA and Frey FA. 2004. The geologic, geochemical and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood basalt province. Geology 32: 917-920
8. Yuan, X. C. *Geophysical maps of China* (Geological Publishing House, Beijing, 1995).
9. Zhou, M. et al. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction. Earth Planet. Sci. Lett. 196, 113-122 (2002).

地球两大动力系统的联系纽带：地幔柱热点与洋脊的相互作用

鄢全树[1,2]　石学法[1]
1,国家海洋局第一海洋研究所，青岛，266061;2,中国科学院海洋研究所，青岛，266071

摘要：20 世纪 60 年代后期诞生的板块构造学说引起了地球科学的巨大变革，但是随着研究的深入，发现板块构造理论虽然能成功地解释大多数全球火山作用和地震现象，但是不能很好地解释板内火山作用的形成过程。Morgan(1972)[1]指出这些板内火山形成过程有别于板块边界的火山,并指出板内热点的源区是产生于下地幔的深地幔柱。一时间学者们普遍接受了 Morgan 的观点。但是最近，Anderson(2000)认为[2]Morgan 的源于下地幔的地幔柱模型存在片面性，同时他认为所有的非板块边界的火山作用都可以从浅部与板块相联系的应力中得到解释,而且认为许多板内火山开始于洋脊上，随后洋脊移离开热点而使热点不受洋脊约束。可以说，自从地幔柱假说诞生以来，争论从来就没有停止过。基于目前学者们对地幔柱理论的分歧，科学通报英文版 2005 年第 15 期刊发了几篇经典的文章，对地幔柱进行了一场大讨论，Niu,Y.L 指出[3]如果地幔柱不存在，那么就将回归到那个老问题，即板内火山作用是如何引起的？那么曾作为板内火山源区的地幔柱的替代物又是什么？

Davis 曾经指出全球有两个独立的动力体系，即地幔柱和板块构造，所耗热能分别为 10%和 85%[5]。地表热点是认识地幔柱假说以及地幔柱动力学的窗口，那么研究洋脊与热点之间的相互作用则可为地幔柱及地球上两大动力系统（板块构造和地幔柱）的联系提供证据。2003 年日本东京大学海洋研究所大洋中脊办公室撰文指出洋中脊-热点相互作用是未来 10 年大洋中脊地质研究的必然趋势[5]。热点－洋中脊相互作用在地表表现为地球化学异常、抬升的洋脊地形、重力负异常、离轴火山特征以及洋脊重新就位事件。地球上许多热点位于洋脊的下方或接近于洋脊下方。例如冰岛、亚速尔群岛、Afar 和加拉帕戈斯热点。Mara(1998)[6]提出了两种热点-洋中脊相互作用类型：(1)轴上热点的物质流沿着洋中脊顺轴流动以及(2) 离轴热点的物质流向附近洋中脊的流动。

国际上对于洋中脊-地幔柱（热点）相互作用的研究主要存在于以下两个方面：（1）2D 和 3D 的实验模拟；（2）在三大洋中对不同强度热点与具有不同扩张速率的洋中脊之间相互作用通过各种技术手段进行研究。地震分辨率以及钻探手段（目前最深的钻孔也只有前苏联的区区 10 多公里）的限制，使得室内有关地幔柱及与洋脊相互作用的模拟实验相当有意义， Freighner（1995）[7]对地幔柱到达固定板片和背离板片分别进行了模拟，很好地拟合了地幔柱物质流与地幔柱本身的体积通量、地幔/地幔柱的粘度比值以及板块扩张速率之间的相互关系，但是本实验模拟的是一个化学上的地幔柱，忽略了实际地幔柱的热量扩散效应。几乎同时，Ribe et al(1995)[8]与 Kincaid et al(1996)[9,10]虽然利用实验尝试性地很好的讨论了位于洋脊之下及洋脊旁侧的地幔柱与洋脊的相互作用，但是实验中在参数的选择上有待进一步的研究，因为实际的地幔柱的控制因素比实验室中的复杂得多。Mara et al(1998)[6]在实验室中模拟了软流圈中的流模型似乎已经很好地解释了轴上及离轴热点与洋脊的相互作用，但是是否仅仅只有热点-洋脊的几何学以及绝对的板片速度就决定了软流圈中的“流”行为了，目前还不得而知。在实例研究方面，太平洋上 Cobb 热点、加拉帕戈斯热点以及 Foundation 热点与洋脊之间的相互作用[11-13]；大西洋上的冰岛热点、亚速尔热点以及南大西洋的 Ascension, St Helena 以及 Tristan 热点与大西洋洋中脊之间的相互作用[14-16]；印度洋上的 Reunion 热点、Bouvet 热点以及 Kerguelen 热点等与洋脊之间的相互作用[17-19]。三大洋之间的典型例子之间的对比略显不足。可以尝试对来自相同源区或地球化学上存在相似性的热点进行对比分析。由于三大洋中洋中脊甚至同一大洋中的洋脊的扩张速率存在的差异性，又由于扩张速率是洋脊-热点相互作用的重要的控

制因素，所以如何对比研究将成为一个相当重要的课题。同时，在研究过程中应该充分认识到热点并非是曾经作为“全球参考系”而固定不动的。

研究洋脊-热点之间的相互作用是一项伟大的工程，需要充足的资金和技术作保证，它对于了解地球动力学是一个不错的突破点，对于了解热点附近洋壳构造的演变以及与热点密切相关的洋中脊处的岩浆热液活动具有重要的意义。了解洋脊-热点相互作用应该进行地质学、岩石学、地球化学以及地球物理学方面的全面细致的研究，也可以在实验技术条件容许下进行一些 3D 的模拟实验。鉴于在亚丁湾的年青扩张裂谷处发现了热点-扩张中心之间的相互作用，中国应充分利用弧后扩张区（如南海、冲绳海槽等成熟或幼稚的边缘海盆）的这一地理优势展开研究，从而揭示此类地区的扩张是否与地幔柱活动有关，弧后扩张区可能是这一研究领域的新的方向。

参考文献：

1, W.J.Morgan, Plate motions and deep convection, Geol. Soc. Am. Mem. 1972,132:7-22.

2, D. L. Anderson, The thermal state of the upper mantle: no role for mantle plume, Geophys. Res. Lett. (2000) ,27,3623-3626.

3, Yaoling Niu. On the great plume debate.Chinese Science Bulletin 2005,50 (15): 1537—1540.

4, Davis G. F., Dynamic Earth: Plates,Plumes and Mantle Convection.Cambridge University Press, 1999 .

5, InterRidge Office，Ocean Research Institute,University of Tokyo. A science and structure plan for ridge research （2004-2013）,2003, Data from**:** http://www.intridge.org/.

6, Mara M. Yale, Jason Phipps Morgan. Asthenosphere flow model of hotspot - ridge interactions: a comparison of Iceland and Kerguelen. EPSL,1998,161:45-56.

7, Mark A. Freighner, Mark A. Richards. The fluid dynamics of plume-ridge and plume-plate interactions: An experimental investigation. EPSL 1995，129：171-182

8, N.M. Ribe, U.R. Christensen, J.Theiβing. The dynamics of plume-ridge interaction, 1: Ridge-centered plumes. EPSL 1995，134：155-168.

9, C. Kincaid , Ito,G., C. Gable. Laboratory investigation of the interaction of off-axis mantle plumes and spreading centers, Nature, 1995,376:758-761.

10,C. Kincaid , J. G. Schilling, C. Gable. The dynamics of off-axis plume-ridge interaction in the uppermost mantle. Epsl, 1996， 137：29-43.

11, Michael West, William Menke, Maya Tolstoy. Focused magma supply at the intersection of the Cobb hotspot and Juan de Fuca ridge,Geophysical Research Letters, 2003,30,14:1724-1727.

12, M. Maiaa, D. Ackermandb, G.A. Dehghanic,*et al*.The Pacific-Antarctic Ridge–Foundation hotspot interaction: a case study of a ridge approaching a hotspot. Marine Geology 2000,167:61-84.

13, Cushman, B., J. Sinton, G. Ito., et al., Glass compositions, plume-ridge interaction, and hydrous melting along the Galápagos Spreading Center, 90.5°W to 98°W, Geochem. Geophys. Geosyst, 2004, 5: Q089E17, doi:10.1029/2004GC000709.

14, Thirlwall M.F, Generation of the Pb isotopic characteristics of the Iceland plume.Journal of the Geological Society, 1995, 152(6): 991-996.

15, Mathilde Cannat, Anne Briais, Christine Deplus. Mid - Atlantic Ridge - Azores hotspot interactions: along - axis migration of a hotspot- derived event of enhanced magmatism 10 to 4 Ma ago. EPSL, 1999, 173:257-269.

16, B.B.Hanan, R.H. Kingsley, J.G. Schilling. Pb isotope evidence in the South Atlantic for migrating ridge—hotspot interactions, Nature 1986,322:137 - 144

17, Nauret, F., Hemond, C., Hofmann, A. W., *et al*., Hotspot-Ridge interaction between 18° 30S and 20° S along the Central Indian Ridge. American Geophysical Union, Fall Meeting 2001, abstract.

18, Jennifer E. Georgen;, Jian Lin, Henry J.B. Dick, Evidence from gravity anomalies for interactions of the Marion and Bouvet hotspots with the Southwest Indian Ridge: effects of transform offsets, Earth and Planetary Science Letters 2001,187:283-300

19, D. W. Graham, K. T. M. Johnson, L. Douglas Priebe. Hotspot- ridge interaction along the Southeast India Ridge near Amsterdam and St. Paul islands: helium isotope evidence. EPSL， 1999,167:297-310.

中、西太平洋海山构造的地幔柱成因特点研究

高金耀、金翔龙、赵俐红、章家保
国家海洋局第二海洋研究所、国家海洋局海底科学重点实验室，杭州，310012

中、西太平洋的几大海山群是海底富钴结壳资源发育区，中国在中太平洋海山群、威克海山群和麦哲伦海山链三大海山群区进行了多年的富钴结壳资源调查。以板块构造学说、热点－地幔柱假说作为指导，进行中、西太平洋海山构造的地幔柱成因特点研究，并上升到关于海山的火山岩浆活动方式探讨的理论高度，可以正确评价我国勘查靶区的富钴结壳资源前景，找出更有资源潜力的海山。本文在系统消化、吸收和研究中太平洋海山群、麦哲伦海山链周围的磁条带、断裂和大火成岩省的分布特征，以及 DSDP、ODP 有关岩浆类型、同位素测年的大量资料的基础上，由收集或实测的重力、磁力、多波束地形数据对中、西太平洋地区进行综合地球物理解释，结合天然地震层析成像结果，推算该地区的莫霍面埋深，展示深部构造动力特征；主要由 Geosat、ERS-1/2 和 Topex/Poseidon 卫星测高数据反推的重力异常和数字地形模型，结合海山周围洋底年龄和古板块运动旋转极，追踪海山构造的地幔柱热点源。研究的目的以便于进行富钴结壳成矿品位、组分与海山周围断裂构造、深部构造以及活动年代关系的分析。

（1）海山分布特征：基于实测水深数据和卫星测高反演联合给定的太平洋海底地形展示了中、西太平洋海山的总体分布特征。中太平洋海山群(Mid-pacific Mountains), 威克海山群(Wake Seamount Group)、昂通爪哇海底高原(Ontong Java Plateau) 、莱恩群岛（Line islands）、夏威夷－天皇海山链（Hawaii－Emperor seamount chain）、马绍尔群岛（Marshall Seamount Group）、麦哲伦海山链（Magellan Ridge）、卡罗琳海脊(Caroline Ridge)、马尼希基海脊(Manihiki Ridge)和赫斯隆起(Hess Rise)是海山大范围密集发育的区域。从海山的规模上看，高度主要以1000-3000m量级为主，其中3000m以及3000m以下的海山为6667座，占总数的4/5以上。半径以在20km以下为主，半径在20km以下的有7141座，占总数的7/8以上。

（2）断裂构造分布特征：研究区恰好位于 WSW－ENE 向断裂系与 NNW-SSE 向断裂系这两大太平洋断裂系相交汇的地方。WSW－ENE 向的奇努克断裂带（Chinook Trough）、塞尔维奥断裂带（Surveyor Fracture Zone）、门多西诺断裂带（Mendocino Fracture Zone）、帕依奥尼尔断裂带（Pioneer Fracture Zone）、默雷断裂带（Murray Fracture Zone）、莫洛凯断裂带（Molokai Fracture Zone）、克拉里昂断裂带（Clarion Fracture Zone）、克立伯顿断裂带（Clipperton Fracture Zone）和加拉帕戈斯断裂带（Galapagos Fracture Zone）等，尤其是门多西诺大断裂横穿该区。NNW－SSE 向的卡西摩断裂带（Kashima Fracture Zone）、皇帝断裂带（Emperor Fracture Zone）和摩姆断裂带（Mamua Fracture Zone）等向南延伸到此。除了这两个大断裂系以外，该区很分布着一系列的 NW 向的小断裂，如麦哲伦断裂、诺沃断裂及诺沃－坎顿断裂等。该区域分布的各海山构造或呈 NNW－SSE 向线状排列或聚集成群近东西向分布，而且有不少海山是沿着这些断裂或断裂的交叉部位发育的。有研究表明，大洋区的断裂是在不同时代形成的，一般认为位于马尔库斯－威克海山群、莱恩群岛和皇帝海岭基底上发育的断裂是该区最老的断裂，而别的断裂相对来说均要比它们年轻一点。

(3) 岩石类型和岩浆活动特征：通过抽提 LIP 数据库和地球化学－岩石数据库的有关数据，认为研究区海山的形成与白垩纪地幔岩浆的大规模喷出活动有关，且主要形成于 87-89Ma 和 120-123Ma 这两个时期，这恰好与白垩纪岩浆活动高峰期相对应

(4) 活动时代的区别：研究区内海山的形成主要可以分为三个时期：（1）白垩纪时期形成的海山，包括中太平洋海山群、马绍尔海山群、麦哲伦海山链、麦哲伦海隆、音乐家海山、赫斯海隆和莱恩

群岛北段的海山，几乎占了总海山的 85％以上；(2) 早第三纪时期形成的海山，包括夏威夷中段、天皇海岭、莱恩群岛北段和麦哲伦海隆北部的海山；(3) 晚第三纪－第四纪时期形成的海山，包括加罗林脊南段和夏威夷脊南段的海山。

（5）重力异常特征展示出中太平洋海山群与大型断裂带、海山链之间有密切关系，尤其是莱恩海山链北端发散的、断续的串珠状正重力异常圈闭带类似于中太平洋海山群西部的重力异常特点，莱恩海山链发散末端与中太平洋海山群东部之间的对接形态类似于中太平洋海山群中段发散海山链与西北部之间的对接关系。但是从地形上看，这种关系不明确，而更类似于研究区东南部的麦哲伦隆起和西南部的翁通－爪瓦海底高原，显示了中太平洋海山群的构造复杂性。麦哲伦隆起和翁通－爪瓦海底高原重力异常信号似乎较弱，尤其是麦哲伦隆起的重力异常高值与盆地低缓变化的重力异常背景区别不大，基本上不超过 20mGal ；翁通－爪瓦海底高原的重力异常背景稍大，也不超过 40mGal， 只是其北员有一列 NWW 向的海山链引起的重力异常峰值圈闭，可以达到 200-300mGal。整个研究区重力异常背景值北低南高，北部可低于－20mGal，南部大片地出现正异常值，一个很重要的原因在于南部分布有大片的海山链、隆起海底高原和孤立的海山。

（6）研究区内海山链、海山群、高原及隆起等构造的布格、格莱尼重力异常、格莱尼大地水准面起伏残差偏低，这表明形成区内海山的岩浆活动使地壳增厚，Moho 面下凹，他们与正常洋盆的特征量的偏差越大，意味着岩浆活动强度或规模更大，从地幔得到的岩浆供应量也大。区内众多穿插、分割洋盆的海山岩浆构造差别明显，缺乏关联，意味着它们的构造起源及演化历史上的不同。这些隆起构造的大地水准面起伏残差总体上比周围海盆低 2m 左右，说明这些构造下面岩石圈增厚或深部密度偏低，反映了海山岩浆构造活动与地幔低密度体的熔融底劈有关。与岩浆活动有关的隆起构造的强度排列次序如下：翁通－爪瓦高原、夏威夷海山链、中太平洋海山群、吉尔伯特海山链末端、麦哲伦海山链、麦哲伦隆起、莱恩海山链末端和威克海山群。

（7）夏威夷海山链、翁通－爪瓦高原、吉尔伯特海山链末端、麦哲伦海山链和威克海山群的海山均衡重力异常正峰值圈闭和环绕的负异常凹槽略有趋缓，与空间异常的分布模式差别不大，意味着这些海山岩浆构造还没有达到 Airy 均衡的局部补偿模式，而应该用海山负荷挠曲的区域补偿模式来解释，说明这些海山岩浆构造活动时，周围岩石圈已有一定的强度和年龄，因而能支撑这些海山。相反，中太平洋海山群和莱恩海山链发散末端海山岩浆构造活动时，周围岩石圈的年龄较轻和支撑海山的强度较弱，加上活动年代已经很老，而趋于 Airy 均衡的局部补偿模式，因此与空间异常相比，均衡异常起伏变化的幅值和规模有所降低。

（8）无论是在二维频率域还是在三维频率域，由弹性板挠曲理论计算模型得到的结果均显示，研究区海山下岩石圈的有效弹性厚度总体上表现为西高东低的趋势，西边的麦哲伦海山链表现为南北低中间高的趋势，而东边的中太平洋海山群则呈现出由西往东逐渐递减的现象，且这两个典型区域的岩石圈有效弹性厚度与现今法属玻利尼西亚群岛处的比较接近。

（9）通过传统的 Backtracking、拓展的 Backtracking 和 Hot-spotting 这三种海山热点源追踪方法对研究区海山进行追踪计算后，发现区内海山的热点源均位于现今法属玻利尼西亚群岛处。这些海山的形成与位于该区的南太平洋同位素热地幔异常区的热点群在白垩纪期间发生的大规模喷发活动有密切的关系。麦哲伦海山链的形成主要与该热点群西侧的 4 个呈 NNW 向排列的热点（萨摩亚、拉罗汤加、奴奴土和麦克唐纳热点）的活动有关而中太平洋海山群的形成则主要与该热点群东侧的 4 个热点（塔希提、马克萨斯、皮特克恩和麦克唐纳）的活动有关。

（10）中太平洋海山群海山形成于白垩纪期间，是一组板内火山型海山，属于多热点成因的板内火山作用和板块构造运动的共同产物，白垩纪期间的大规模多期的海底火山活动造就了它现今十分复杂的海底地形和构造形态。随着太平洋板块的西南向漂移，经过法属玻利尼西亚热点群，大约

在 130－100Ma 间形成了现今中太平洋海山群的雏形，尔后太平洋板块开始向北漂移并再次经过该热点群，大约 90Ma 左右中太平洋海山群受到了该热点群的强烈改造作用并继续向北漂移，大约 70－60Ma 的时候才穿过赤道并继续向北漂移到达目前的位置。中太平洋海山群在水平漂移过程中还发生了垂直方向上的升降，经过沿途断裂活动和热点活动的改造作用，最后才形成了目前呈簇状分布近东西向展布的海山群。

(11) 麦哲伦海山链海山是一组板内火山型海山，属于多热点成因的板内火山作用与板块构造运动及区内断裂活动的共同产物。它最初在白垩纪期间由南太平洋同位素热异常区的法属玻利尼西亚热点群西侧呈 NNW 向排列的几个热点的不同规模的火山岩浆活动形成的，后来又随着太平洋板块的北向漂移跨过赤道并继续运动到达目前所在的位置，期间还受到了区内近南北向和 NNE 向两组断裂及热活化等的后期改造作用，所有这一切造就了它现今十分复杂的板内火山作用和板块构造运动的共同产物。另外该区域的这些海山均是平顶海山，说明这些海山在水平漂移的过程中还发生了强烈的垂向运动，并曾一度露出水面被风化削平尔后又发生沉降，最后变成了我们现在看到的平顶海山。研究表明，该海山链所在的位置自侏罗纪以来曾发生过五次大规模的岩浆喷发，这显然为富钴结壳的生长提供了有利的自然环境。

祁连-龙首山元古宙大火成岩省:金川超大型岩浆 Cu-Ni-PGE 矿床形成解释

李文渊[1]，王伟[1,2]，郭周平[1,2]

1.西安地质矿产研究所，西安 710054；2.长安大学，西安 730000

由于金川超大型岩浆 Cu-Ni-PGE 矿床所蕴藏的巨大矿石储量和高的铜、镍、铂组元素的工业品位，人们处于进一步找矿或矿床成因理论研究的目的，对金川矿床的成矿环境/地质背景的认识一直是地质工作者们关注的焦点。特别是近年来随着世界上重要岩浆 Cu-Ni-PGE 硫化物矿床成矿类型和成矿物质来源的深入探讨，对金川矿床的形成地质背景更引起强烈的关注，究竟这种“小岩体成大矿”的形成机制是什么？已成为人们普遍关注的问题。本文通过对其区域上同时期幔源岩浆作用地质产物的关联研究，提出了一种全新的模式。认为是祁连古陆在 1.5Ga 左右时期伴随拉张作用，发生大规模岩浆作用导致形成大火成岩省（LIPs）的结果（Li Wenyuan et al., 2005）。

祁连-龙首山地处中国的西北，一般认为祁连山是横越中国东西中央造山带西段的组成，是中国少数几条形成于早古生代（加里东期）的造山带，龙首山则认为是华北地台西段阿拉善地块的南缘隆起。祁连山与龙首山南北相邻，中间以河西走廊相隔。关于祁连造山带与龙首山隆起的关系，主要有两种认识：一种是祁连山造山代的基底与柴达木地块同隶属于华南陆块群范围，而龙首山则属于华北陆块群的组成之西南缘，只是在早古生代晚期由于两陆块群的碰撞结合在了一起，祁连山从而形成了加里东期的造山带（冯益民等，1996）；另一种观点，目前已成为主流认识，认为祁连山造山代中的基底残留微陆块与龙首山原来就是一体的（陆松年等，1999；汤中立和李文渊，1995），只是在新元古代末响应 Rodinia 超大陆的裂解而形成祁连山多个有限洋盆群而分裂。同位素定年资料证实祁连-龙首山微陆块前寒武纪属于统一陆块（图 1）。

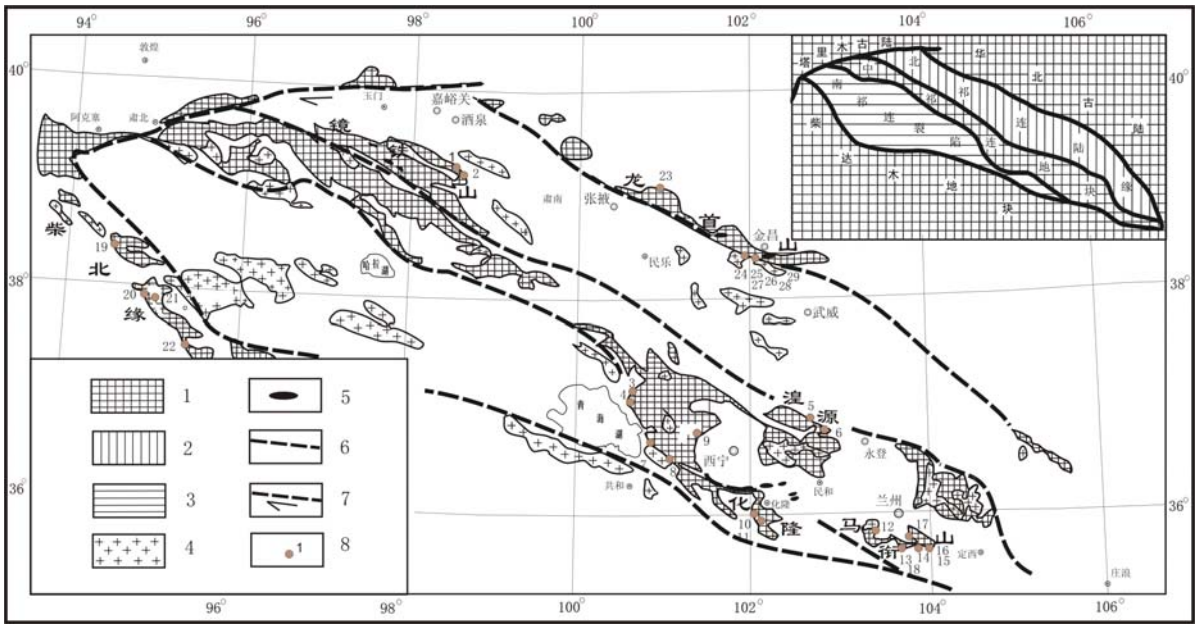


图 1 祁连-龙首山微陆块地质分布及同位素数据图

1-前寒武纪基底(陆块或微陆块); 2-北祁连早古生代沟弧盆系/活动大陆边缘; 3-南祁连早古生代沟弧系/晚古生代裂陷槽; 4-中酸性岩体; 5-镁铁-超镁铁岩; 6-构造单元界线; 7-构造单元界线及走滑断层; 8-陆块/微陆块基底岩石同位素样品采样位置及样品序号(采样位置据万渝生等，2003; 样品数据见表 3-1)（图中同位素数据据陆松年等，1999；万渝生等，1999 等）

祁连-龙首山微陆块中分布的前寒武纪大陆溢流玄武岩、科马提岩、含铜镍层状镁铁-超镁铁岩体和基性岩墙群及其趋于中元古代早期形成的特点，使我们有理由推断祁连-龙首山微陆块中在中元古代早期曾发生过大的火成岩作用事件，特别是大陆溢流玄武岩的存在，可能是代表了一次由于地幔柱作用在大陆上发生的大火成岩事件，金川大规模铜镍成矿作用是伴随这次大火成岩事件的重要成矿表现。

祁连-龙首山微陆块中的前寒武纪大陆溢流玄武岩首先是由夏林圻等（1996）辨认出来的，其分布于北祁连山西段的镜铁山微陆块的中元古代长城纪朱龙关群中，巨厚的火山岩系下部为拉斑玄武岩、上部为碱性玄武岩，与印度 Deccan 的大陆溢流玄武岩序列相似。微量元素 Zr-Zr/Y 图解落入板内，La/Nb=0.8～1.5，同于世界上已知大陆溢流玄武岩特征(La/Nb=0.5～7)。其有限的分布面积，主要是由于后期造山遭受剥蚀保存有限所致。

镜铁山大陆溢流玄武岩通位素定年亦证实了其形成于中元古代长城纪的认识。其中北大河地区下部玄武岩 Sm-Nd 等时线年龄 1770.9±333Ma，而其上覆的蓟县纪镜铁山群的铁矿层中碧玉岩 Sm-Nd 等时线年龄 1309±80，故断定为中元古代早期产物，在 1.7～1.5Ga 之间。

分布于龙首山的西段藏布太一带科马提岩是上世纪 90 年代初即辨认了出来（董显扬等，1990）。呈高 Mg 喷出火山岩的科马提岩厚 50～250 米，呈似层状分布，与地层呈整合接触，除发现流动构造外，还发现硅酸盐玻璃基质和具鬣刺结构，为科马提岩-变玄武岩岩石组合。(TiO_2＋Fe_2O_3＋FeO)-Al_2O_3-MgO 岩石化学图解落入科马提质橄榄岩、科马提质玄武岩和 Fe-拉斑玄武岩区域中。矿物-岩石 Sm-Nd 法等时线定年为 1511±168Ma(李文渊等，2004)。

祁连-龙首山陆块中基性岩墙群尚未进行过系统的研究,但区域地质调查资料显示区内基性岩墙群的分布是大量的。龙首山中有大量的分布，在北祁连西段镜铁山微陆块中亦有大量发现，毛景文等在熬油沟地区朱龙关群下部辉绿岩墙中采取单颗粒锆石 U-Pb 法年龄 1840～1784Ma（毛景文等,1997），这种辉绿岩墙很可能是代表了地幔柱作用在早期地壳隆起拱曲阶段大规模岩浆房先期作用的遗迹。

上述大陆溢流玄武岩、科马提岩及基性岩墙群的论述，无不证实了祁连-龙首山前寒武纪陆块上在中元古代早期响应于 Columbia 超大陆裂解，大约在 1.5Ga 时期由于地幔柱的作用，曾发生大规模岩浆作用导致形成大火成岩省，而龙首山之所以成为中国元古宙最主要的岩浆 Cu-Ni-PGE（铂族金属）矿床成矿带就是这期大火成岩省作用的结果。源于核幔边界“D”层的地幔柱上升作用于岩石圈底部发生部分熔融，形成多物质来源大规模岩浆，最终上涌喷出（CFB、科马体岩）、形成喷发管道（基性岩墙群）、上侵形成层状侵入体和岩浆铜镍硫化物（铂族金属）矿体（成带分布的镁铁-超镁铁岩体群和局部高矿化率的岩体）。龙首山广为分布的镁铁-超镁铁杂岩体是上侵层状侵入体的集中表现，其中金川含铜镍岩体是成矿岩体的集中表现，应该在祁连山微陆块中仍有大两为剥蚀出露的层状侵入体和岩浆铜镍硫化物（铂族金属）矿体存在。

金川矿床的地质地球化学特征表明，整体岩石化学成分为二辉橄榄岩，矿化率高达 60%，拉水峡高达 90%，如此之高的金属硫化物聚集绝非岩浆就地熔离所为，肯定为深部更大岩浆房不混溶形成含金属硫化物岩浆，甚至金属硫化物液相(矿浆)直接贯入所致。；岩体 εNd(t) =-1.9～-4.3，$(La/Yb)_N$ 为 5.39～79.15 之间，平均值 15.04，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 在 0.702547～0.711761 之间，εSr（t）多大于零，甚至高达+128.8 数值特点，说明成矿岩浆遭受地壳物质混染，或示踪了下地幔物质来源的信息，藏布太不含矿超镁铁岩 εNd(t) =+2.6～+2.9，则指示了地壳物质的加入对产生硫饱和的重要作用。

金川岩体西段 ΣREE 3.39～23.57×10^{-6}，平均值 14.12×10^{-6}，$(La/Yb)_N$5.39～14.01，平均值 7.50，而东段 ΣREE 15.25～55.87×10^{-6}，平均达 30.64×10^{-6}，$(La/Yb)_N$7.02～79.15，平均值 23.52，东、西段差异明显，且岩体西段 PGE 富集，东段含量较低，反映了多期次岩浆上侵贯入，至少两种不同端

元岩浆形成；早期堆晶矿物橄榄石、尖晶石镍、钴显著亏损，指示了硫化物液相的不混溶发生于早期，在深部岩浆房即已熔离。这些成矿个例特征说明，祁连古陆元古宙地幔柱作用大火成岩省，其中成矿的侵入体是地幔柱头部与岩石圈底部减压作用发生局部熔融形成的基性熔体上涌至地壳深部，由于地壳物质的介入而发生硫过饱和形成硫化物液相的不混溶，并贯入高位含硫化物岩浆房成矿的。深部岩浆房不止一个，且有多次不同成分岩浆的不断补充，深部岩浆房向高位含硫化物岩浆房的上侵和贯入也是多期次的。这些认识，提供了祁连山寻找金川型矿床新靶区的判断标准，南祁连化隆微陆块的拉鸡山一带应是金川型矿床重要的找矿靶区。

与世界上大部分著名的 LIPs 形成后一直处于稳定的克拉通不同（徐义刚，2002），祁连-龙首山古陆形成 LIPs 后，在早古生代即遭解体而支离破碎，并演化成为造山带而横垣于中国西部。因此，祁连-龙首山古 LIPs 的恢复较为困难，需要更加细致的工作。事实上，愈来愈多的证据表明世界上大部分大规模的岩浆铜镍硫化物（铂族金属）矿床均为地幔柱作用的结果，可分为核幔边界来源和次生的软流圈地幔来源两种地幔柱作用，前者可形成大规模的铜镍矿床，后者则难有大规模的铜镍聚集，主要形成于造山作用期后。

参考文献

董显扬,曾河清,王来生.1990. 龙首山西段发现科马提岩.中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊, 30:136～139.

冯益民,何世平.1996.祁连山大地构造与造山作用.北京:地质出版社,1～150.

Li Wenyuan , Wang Wei and Guo Zhouping. 2005. Magmatic Ni-Cu-PGE deposits in the Qilian-Longshou mountains, Northwest China – part of a Proterozoic large igneous province.Eds. Jingwen Mao and Frank P. Bierlein, Mineral Deposit Research: Meeeting the Global Challenge.Springe. Volume1,429～432.

李文渊,汤中立, 郭周平,王伟.2004.阿拉善地块南缘镁铁-超镁铁岩形成时代及地球化学特征.岩石矿物学杂志, 23(2):117～126..

李文渊.1996.中国铜镍硫化物矿床成矿系列与地球化学.西安：地图出版社, 1～228.

陆松年,李怀坤,陈志宏.2003.塔里木与扬子新元古代热-构造事件特征序列和时代—扬子与塔里木连接(YZ-TAR)假设.地学前缘,10(4):321～326.

毛景文,张招崇,杨建民,宋彪, 吴茂炳, 左国朝.1997.北祁连西段前寒武纪地层单颗粒锆石测年及其地质意义.科学通报,42(13):1414～1417.

汤中立,李文渊.1995.金川硫化铜镍(含铂)矿床成矿模式及地质对比.北京:地质出版社,1～209.

夏林圻,夏祖春,徐学义.1996. 北祁连山元古宙末-寒武纪主动大陆裂谷火山作用. 地球学报, 17(3): 282～291.

徐义刚. 2002. 地幔柱构造、大火成岩省及其地质效应.地学前缘, 9(4): 341～352.

南秦岭紫阳－岚皋地区基性脉岩类的锆石 U－Pb 年龄及其物源的 Sr、Nd、Pb 同位素示踪研究*

张成立　晏云翔　袁宏林　刘爽　王守敬　罗静兰
西北大学教育部大陆动力学重点实验室，西北大学地质系，西安，710069

秦岭造山带的陕西紫阳、岚皋地区南秦岭构造带的前泥盆纪地层中出露大量宽数米到数十米，长达数百米到数公里不等的基性岩脉，同时还伴有其它岩浆火山杂岩体。前人在该区相关杂岩中获得了 431.9～413.10Ma（黄月华等，1992；1993；夏林祈等，1994）和 471Ma～360Ma 的形成年代（杨钟堂等，1997），将这一些岩浆作用限定在早古生代晚期到晚古生代的早期。同时，根据岩石地球化学研究，黄月华等（1992）提出了该区基性岩脉与其相伴的粗面岩共同构成了裂谷双峰式火成岩，代表南秦岭区一次陆内裂解作用。

本文利用 LA－ICPMS 定年技术对紫阳－岚皋地区基性脉岩锆石的研究，获得了 433.55±0.84Ma（1s）的锆石 U－Pb 年龄；在粗面岩中获得了 428.8±2.4Ma(1s) 的年龄；闪长岩的年龄为 413.3±1.1Ma(1s)，代表了岩浆作用的结晶年龄，与前人报道的该区其它杂岩体的形成年龄范围相同（黄月华等，1992；1993；杨钟堂等，1997），从而准确限定了这次岩浆作用主要发生在志留纪约 20Ma 的时间内。

南秦岭岚皋－紫阳地区不同岩类的Sr、Nd、Pb同位素成分十分相近，它们的I_{Sr}(434Ma)＝0.70341~0.70555，$^{143}Nd/^{144}Nd$＝0.51224~0.51229，ε_{Nd}（t）＝-4.37~-3.54，$^{206}Pb/^{204}Pb$＝18.282~19.554，$^{207}Pb/^{204}Pb$＝15.589~15.652，$^{208}Pb/^{204}Pb$＝38.399~40.840。这种Sr、Nd、Pb同位素成分的一致性反映该区不同岩类可能来自相同的源区，它们在 $\varepsilon_{Nd(t)}$-I_{Sr}相关图解中落在大陆下岩石圈与OIB源区有亲缘性的源区, 并与我国峨眉山玄武岩Sr、Nd、Pb同位素特征相类似（Sun-Lin Chung et al., 1995; 张招崇等，2003；Long Xiao et al., 2003; Yi-Gang Xu et al., 2004），在Sr、Nd、Pb多元同位素组成图中，主要分布于靠近EMⅠ端元的由EMⅠ、EMⅡ和DMM组成的区域内，它们更接近于EMⅠ端元可能表明其源区曾发生有相对富集LILE、贫HFSE流体对岩石圈地幔的交代作用，而这种作用通常与古老俯冲下插板块的脱水作用释放的流体相关(Hawkesworth C J, et al., 1990; Tatsumoto M, et al., 1992)。因此，南秦岭区基性脉岩类的形成与地幔柱源岩浆活动密切相关，并可能与峨眉山玄武岩有类似的源区，但是一个发生了地幔交代作用的地幔源区。另一方面，本区不同岩类均亏损Pb、Th/Ta比值低，1/Sr与$^{87}Sr/^{86}Sr$呈负相关，表明它们来自大陆岩石圈物质贡献不大的地幔柱岩浆源，同时也说明这些来自地幔源区的岩浆有相对较快的上升速度，因而在岩浆上升过程中基本未受到大陆岩石圈物质的影响。本次获得的该期岩浆作用发生于20Ma较短期间内，从一个方面佐证了这次地幔柱岩浆活动相对短暂。由此推断，南秦岭晚古生代大范围的拉张裂解作用可能与该区早古生代晚期的深部地幔柱岩浆活动并没有直接的联系。

参考文献略。

* 本研究受到国家自然科学基金资助（批准号：40372039）

扬子北缘 Marinoan 期橄长岩岩墙群及其意义

洪吉安　马斌

中国科学技术大学地球与空间科学学院，合肥 230026

在我国南方华南板块的地层和岩石记录了新元古代时期剧烈的环境变化，其中最为显著的是两次全球性的冰期事件：早期的长安冰期和晚期的南沱冰期。尤其是南沱冰期，它对应着国际上的 Marinoan 期，几乎遍布华南板块（Chu et al.,2005）。最近根据上覆陡山沱组最底部的火山灰给出了精确的 635.2±0.2Ma 的锆石年龄(Condon et al., 2005)，和国际地层对比结果一致(Hoffmann et al., 2004)。而且由低温导致的 C 同位素漂移在不到 3Ma 的时间内就恢复正常。Hoffman 等（1998）提出的“Snowball Earth”模型，认为是大规模的火山作用，导致空气中 CO 浓度提高到现代大气中浓度的 350 倍，使雪球地球时的“ice-house”突变为 “green-house”而导致冰期的迅速结束。但这期的岩浆岩在哪儿发育？陡山沱组底部火山灰是从哪儿来的？

通过对扬子北缘随枣地块中新元古代基性岩墙群的研究，其锆石 SHRIMP U－Pb 年龄表明它们的形成年龄基本在 640－630Ma 之间，与 Marinoan 冰期结束的时间一致。并且，这些岩墙群按它们的产状推断，仅在湖北省北部其延伸长度就达到 700km（图 1），表明规模非常庞大。

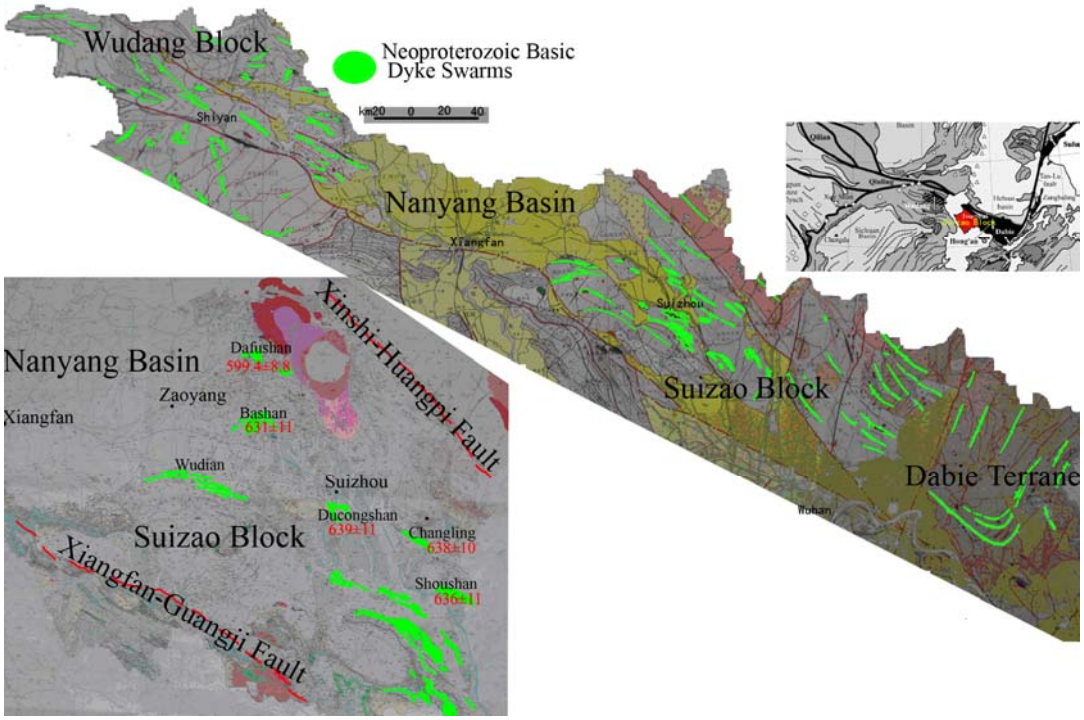


图 1. 湖北北部新元古代基性岩墙群的分布及相关岩墙的锆石 U－Pb 年龄

这些岩墙群都是橄长岩，岩石中矿物的结晶顺序是 Ol－Plag－Cpx，表明岩石是从缺乏水分的岩浆体系中结晶的，所以这些岩墙不是岛弧条件（富水的）下形成的(Gaetain et al., 1993)。

但地球化学研究结果表明（图 2），它们具有较集中的 Sr－Nd 同位素特征（初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 约为 0.706，$\varepsilon Nd(0)$在－4～－6 之间）；稀土元素轻度富集；微量元素在蜘蛛图中也表现为轻度富集的特征，除由斜长石矿物控制的 Ba、Sr 正异常外，Nb、Ta 呈弱的富异常。这些地球化学特征均与岛弧环境一致。但形成岛弧岩浆的来自俯冲板片的关键元素 Th 和 Ce 反而呈负异常，结合岩石来自贫水环境的

特征，说明这些地球化学特征可能反应了它们来自富集的岩石圈，岩墙群是大陆裂谷环境的产物。而且，在南沱冰期后，整个华南板块海退成连续的海相沉积环境，也与岛弧成因相矛盾。

这一期的大规模岩浆活动可能是导致 Marinoan 期冰川结束的原因之一。

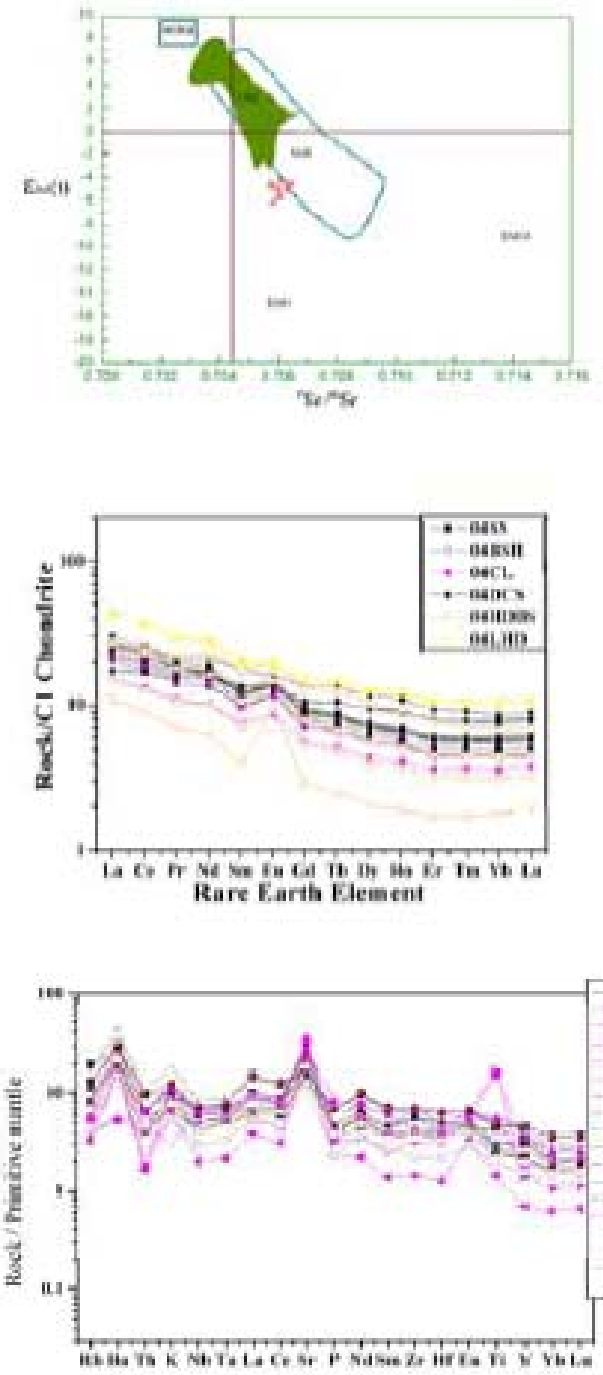


图 2 基性岩墙群的地球化学特征

参考文献：

Chu XL. Et al., 2005, U-Pb zircon age for the Nanhua-Sinian boundary. Chinese Science Bulletin 50:716-718

Condon D., et al. 2005. U-Pb ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China. Science 308: 95-98

Gaetani GA et al., 1993, The influence of water on the petrogenesis of subduction-related igneous rocks. Nature 365: 332-334

Hoffman, P.F. et al.. 1998. A Neoproterozoic snowball Earth. Science 281: 1342-1346

Hoffmann KH., 2004, U-Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: Constraints on Marinoan glaciation, Geology 32:817-820

青藏高原后碰撞火山岩：对高原岩石圈地幔不均一性及横向软流圈地幔流的暗示

莫宣学
中国地质大学（北京），北京 100083，moxx@cugb.edu.cn

除峨眉山大火成岩省外，青藏高原上的大陆板内火山岩还有两种基本类型：微陆块中的板内火山岩，及后碰撞火山岩。本文将集中阐述青藏高原内与印度－欧亚大陆碰撞相联系的后碰撞火山岩的时空分布、岩石学特征以及主元素、痕量元素与同位素的特点与变化，进而讨论其中蕴含的高原岩石圈地幔不均一性、碰撞引起的横向软流圈地幔流等信息。

大量证据表明，印度－欧亚大陆碰撞事件发生在~ 65 Ma－45 Ma 之间，在大约 45 Ma 以后青藏高原进入后碰撞（post-collisional）阶段。后碰撞火山岩广泛分布在青藏高原的各个部分：青藏高原北部（羌塘、可可西里、西昆仑、喀喇昆仑）、高原南部（冈底斯带/拉萨地块）、高原东北部（西秦岭礼县－宕昌地区、玉门地区），及高原东南部（“三江”地区）。后碰撞火山活动大致可以划分为三个阶段：45－25 Ma；25－5 Ma；5－0 Ma。根据主元素可将后碰撞火山岩划分为钾质、超钾质；钾玄岩质、高钾钙碱性等类型。主要岩性有副长石岩、碱玄岩、响岩质碱玄岩、碱玄质响岩、响岩、钾质粗面玄武岩、钾玄岩、安粗岩、钾质粗面岩、流纹岩、钾质煌斑岩、钾霞橄黄长岩等。绝大多数后碰撞火山岩富集大离子亲石元素（LILE）、U、Th 及轻稀土元素（LREE），而亏损高场强元素（HFSE）和重稀土元素（HREE），多数情况下没有明显的负 Eu 异常。然而，仅在西秦岭出现的钾霞橄黄长岩与碳酸岩是个例外，它们显示 OIB 型稀土元素分配形式。在 $\varepsilon Nd(t)-{}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ 图解中，所有后碰撞火山岩的成分点均落在新特提斯 MORB 与高喜马拉雅地壳两个端元的混合线上，其变化范围 εNd(t) +5.95—−17.42，${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ 初始值 0.702059—0.746320。青藏高原北部、“三江”与西秦岭的后碰撞火山岩均集中分布在较窄的范围内，而冈底斯的后碰撞火山岩则分布在很广阔的范围（${}^{143}Nd/{}^{144}Nd$ 0. 511737—0. 512710，${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ 初始值 0.703785—0.746320），且大致以东经 87° 为界，东、西两侧有明显的不同。Pb 同位素比值的变化范围相对较小，${}^{206}Pb/{}^{204}Pb$ 18.461－19.345，${}^{207}Pb/{}^{204}Pb$ 15.476－15.803，${}^{208}Pb/{}^{204}Pb$ 37.613－40.168。岩浆的同位素组成表明，存在着类似 DUPUAL 的地幔，暗示“富集地幔”组分（EMI，EM2）加入到周围的 MORB-HIMU 软流圈中。

所观察到的原始岩浆（primitive magma）的地球化学、同位素和矿物相的成分变化，以及所含的地幔岩石包体清楚地表明，后碰撞火山岩浆源区是由于水流体或少量富 H_2O-CO_2 熔体交代（很可能与俯冲作用相关）造成的富 LILE、亏损 HFSE、含金云母/角闪石的地幔。青藏岩石圈地幔是不均一的，至少存在三种地幔同位素储元（reservoirs），即新特提斯地幔组分（DUPUAL-like）、富集 EM2 的印度陆下岩石圈地幔组分、以及印度－亚洲大陆碰撞前业已存在的原始的青藏岩石圈地幔（亦可认为印－亚碰撞前的亚洲岩石圈地幔）组分，它们之间在不同地域发生过不同程度的相互作用。青藏高原碰撞与后碰撞火山岩的时空迁移，暗示印度－亚洲碰撞诱发了主要沿 NE 向和 SE 向通道的软流圈地幔流。

辽西地区中生代火山岩年代学和地球化学：对华北岩石圈减薄机制的制约

杨蔚，李曙光*
中国科学技术大学地球与空间科学学院，*email: lsg@ustc.edu.cn

中生代华北岩石圈的演化是东亚大陆动力学的重要研究领域之一。它主要涉及两个重要科学问题：（1）中生代华北岩石圈减薄的过程和动力学机制是什么？（2）华北克拉通广泛发育的具有 EMI 特征的中生代镁铁质岩浆岩源区性质是什么？如果该源区是富集的岩石圈地幔，那么此 EMI 型岩石圈地幔的形成机制是什么？本次工作主要针对这两个科学问题，对辽西地区中生代火山岩进行了系统的年代学和地球化学研究。

1、 年代学研究

我们分别对辽西蓝旗组、义县组和张老公屯组火山岩进行了锆石 U-Pb SHRIMP 和 Ar-Ar 年代学研究，结果表明其年龄变化范围是：蓝旗组（166 – 153 Ma）、义县组（125 – 122 Ma）、张老公屯（～106 Ma）。结合前人的年代学结果，识别出辽西地区中生代的三次岩浆事件：晚侏罗世（166 – 144 Ma）（包括兴隆沟和蓝旗组），义县组（126 – 120 Ma），张老公屯组（109 – 94 Ma）。

2、 地球化学研究

（1） 蓝旗组火山岩 VS 义县组火山岩

辽西蓝旗组和义县组发育的玄武岩具有非常相似的地球化学特征，它们具有低$\varepsilon_{Nd}(t)$值(-17 ~ -10)，高 $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.705 ~ 0.707)和低放射成因 Pb（$^{206}Pb/^{204}Pb(t) < 16.6$），富集 LREE 和 LILE，亏损 HFSE，Ce/Pb < 10，表现了强烈的地壳特征，指示了其地幔源区有下地壳物质的加入。

然而辽西蓝旗组和义县组的中酸性火山岩存在一些差别。Gao et al. (2004)指出蓝旗组存在高镁 adakite 岩石（$Na_2O/K_2O > 2.0$），据此获得该区岩石圈在 159Ma 之前就开始拆离的结论。在岩石圈拆沉同时，拆沉的下地壳物质混入上升软流圈地幔减压熔融形成的玄武岩浆，形成了具有 EMI 地球化学特征蓝旗组玄武岩。虽然义县组也发育有高镁 adakite 质岩石。但是这些 adakite 质岩石具有较低的（$Na_2O/K_2O < 1.5$），并且其主量元素与义县组玄武岩有很好的线性关系，而且具有同样的同位素特征，反映他们是同一母岩浆分离结晶演化的结果。因此，义县组火山岩源自一个富集岩石圈地幔，显然这一岩石圈地幔形成于老的岩石圈拆沉之后，并具有 EMI 同位素特征。

Lustrino（2005）提出的岩石圈拆沉模型与辽西地区晚侏罗－早白垩的岩浆岩地球化学特征非常吻合。参考这一模型，对辽从西蓝旗组到义县组的火山岩演化可给出如下解释：中晚侏罗世的岩石圈地幔拆离不但使榴辉岩相的下地壳部分熔融产生高镁 adakite 岩浆，它与上升软流圈地幔减压熔融形成的玄武岩浆混合可产生具有 EMI 地球化学特征的玄武岩浆。此外，上涌的软流圈地幔物质逐步冷却填补由于岩石圈拆离产生的空缺，并不断受到下地壳熔融产生的熔体交代，从而形成新的、具有 EMI 地球化学特征的岩石圈地幔。早白垩世的区域引张事件导致该新生的交代富集岩石圈地幔发生部分熔融从而产生的义县组玄武岩，它与晚侏罗世的蓝旗组玄武岩具有相似的地球化学特征。在这一时期的火山岩中并未发现与加厚岩石圈拆离有关的 adakite 岩。

（2） 张老公屯组火山岩

张老公屯组玄武岩则与蓝旗组和义县组火山岩不同，它具有亏损地幔的 Sr-Nd-Pb 同位素特征，

指示其源自软流圈地幔。这反映这一时期由于沿郯庐断裂系的东西向大规模引张，中国东部岩石圈被进一步引张拉薄，从而使来自软流圈地幔的岩浆直接喷出地表。另外具有亏损地幔性质的玄武岩的出现在山东(Xu et al. 2004)要比辽西晚了 30Ma，这表明该时期的大规模引张北早南晚，这与古地磁观察到的白垩纪以来朝鲜半岛相对欧亚大陆顺时针旋转相一致（Zhu et al., 2002）。

结论：本次工作的年代学研究揭示了辽西地区中生代发生了 3 次岩浆事件，分别在晚侏罗世（蓝旗和兴隆沟组）、早白垩世（义县组）和早白垩世晚期（张老公屯组）。地球化学研究表明，晚侏罗世岩浆作用是与拆离拆离作用相关的（高镁 adakite 和 EMI 型玄武岩）；拆沉过程同时形成的新的具有 EMI 特征的富集岩石圈地幔，在早白垩世区域卷入引张时发生部分熔融，形成义县组火山岩；到中晚白垩世，由于沿郯庐断裂系的东西向大规模引张，中国东部岩石圈被进一步引张拉薄，从而使来自软流圈地幔的岩浆直接喷出地表，在辽西地区发育张老公屯组火山岩。

太行山南段早白垩世高镁辉长岩年代学、元素-Sr-Nd-Pb 同位素组成及对华北岩石圈古俯冲作用的指示

王岳军, 范蔚茗, 彭头平, 孙林华
中国科学院广州地球化学研究所, 广州, 51064

华北内陆地区中生代辉长岩、闪长岩、二长岩、正长岩以及花岗闪长岩等分布广泛,，被用来研究华北板块底部岩石圈地幔属性及华北岩石圈减薄作用机制。但区内中生代辉长质岩石出露局限，主要出露地点包括济南辉长岩和太行山南段东冶辉长岩，而且从已有的资料来看，对高镁岩石的研究相对更为缺乏。目前高镁岩石在华北地区分布主要有兴隆沟组中生代高镁火山岩和蒙阴高镁闪长岩，但这些岩石或相对偏酸性或位于华北陆块北缘或东缘。因此为了更好地理解华北内陆中生代岩石圈地幔属性，本文选择了太行山南部高镁辉长质岩石开展了系统的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学、岩石/矿物学和元素-Sr-Nd-Pb 同位素地球化学研究，用来约束该高镁辉长质岩石的岩石成因，探讨华北内陆中生代岩石圈地幔属性及其演化机制。

太行山南段是华北板块中部地带的一部分, 是古元古华北板块东西地块俯冲碰撞带的一部分. 研究区的中生代侵入岩体分布广泛(如符山, 固镇, 西安里，东冶等), 包括辉长岩、闪长岩、二长岩以及正长岩等岩性。区内辉长岩出露体积较小,一般以岩盖或捕虏体形式出现于中生代闪长岩侵入体。最主要的辉长质岩石露头包括河南林县的东冶岩体(~20 km^2)和符山、固镇中生代闪长岩体中的辉长质岩块. 对河南林县的东冶辉长质岩体的 SHRIMP U-Pb 年代学研究表明，所测定的 14 个分析点 U=113-259 ppm，Th=111-342 ppm, $^{206}Pb/^{238}U$ 权重年龄 125.2±4.5 Ma (n=14, MSWD=0.28)，该年龄一致于与符山和东冶闪长岩侵入体 125.7±1.1Ma, 125.9±0.9 Ma 的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄。辉长质岩石样品新鲜, 中-粗粒结构, 矿物组成包括斜长石(40-50%)、角闪石(20-30 %)、单斜辉石(10-15%)、橄榄石(5-8%)、黑云母(5-7%)，橄榄石 NiO=0.13-0.38 %, Fo=78-85。斜方辉石 MgO=14.4-15.9%, CaO=20.0-23.7%，FeOt=4.8-8.1%, *mg*=77-84, $En_{42-46}Wo_{41-50}Fs_{8-13}$。 斜长石 Al_2O_3=22.4~27.7%, Na_2O= 4.5~8.7%，CaO=3.8~11.9%)，An=40-78 mol %, Ab=8-59 mol %，Or=1-4mol%, 主要为中-拉长石且具正环带结构。角闪石 MgO=14.8~16.3%, CaO=10.9~12.9%, *mg* =76-88，以镁角闪石为特征，明显不同于华北板块前寒武纪高压麻粒岩中角闪石特征。

该辉长质岩石 Na_2O+K_2O=3.88-5.36%，MgO=9.0-11.04%，SiO_2=52.66-55.52%, Al_2O_3=11.40- 13.90%, TiO_2=0.58-0.61%, FeOt=7.83-9.53%, *mg*=67-71, Ni=170-295 ppm, Cr=455-605 ppm, 属高镁玄武安山岩. (La/Yb)cn=6.60-12.78, Eu/Eu*=1.01-1.19, $(Hf/Sm)_{PM}$=0.55-0.79, $(Nb/La)_{PM}$ = 0.13-0.22, 富集 LILEs 和 LREEs, 亏损 HFSEs 和 HREEs, Yb=1.03-1.63 ppm, Y=12.10-17.25 ppm, Sr=444-758ppm, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_I$ = 0.70492-0.70539, $\varepsilon_{Nd(t)}$=-12.47~-15.07, $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ =16.63~17.10, $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$ =15.24~15.29, $(^{208}Pb/^{204}Pb)_I$ = 36.75~ 37.37 Δ8/4=70.1~ 107.2, Δ7/4=-2.1~- 9.4, 具 EMI 型岩石圈地幔 Sr-Nd-Pb 同位素组成特征，相似于华北内陆早白垩世太行山北部煌斑岩和济南辉长岩地球化学组成特征，而明显不同于华北陆块周缘如方城、胶东、北淮阳、北大别等地 EMII 型早白垩世火山岩。对其岩石成因的研究表明：太行山南段早白垩高镁辉长质岩石不可能是华北下地壳麻粒岩或榴辉岩深熔而成，也不应该是含水富辉石难熔橄榄岩部分熔融产物，而如果如方城、胶东、北淮阳、北大别等地白垩纪火山岩岩石成因一样其熔融源区是受到新近俯冲陆壳物质改造的难熔岩石圈地幔产物的话，那么它应该具有类似于 EMII 型岩石圈地幔属性特征，且华北内陆地区目前尚没有足够证据支持中生代陆壳俯冲作用的存在。因此我们更倾向于认为太行山南段早白垩世高镁辉长质岩石起源于早期受俯冲富 SiO_2 流体交代改造的辉石脉状岩石圈地幔。由于华北陆块内部最重要的俯冲碰撞作用为～1850Ma 北陆块东、西地块沿中部带的俯冲碰撞作用，太行山南段即处在中部带。因此结合其他讨论我们推测太行山南段早白垩世高镁辉长质岩石的形成与华北内部早白垩世地幔上隆过程中岩石圈减薄速率或构造属性的突然改变有关。

大兴安岭北段与蒙古东北部晚中生代火山岩对比研究

张连昌[1] 周新华[1] 英基丰[1] 郭锋[2] 王非[1] 张玉涛[1]
1,中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029
2,中国科学院广州地球化学研究所，广州 510640

大兴安岭地区和蒙古东北部大面积的晚中生代火山岩是东北亚大陆醒目的地质景观之一，但对它的时代、成因和形成构造背景存在认识上的很大分歧。我们运用火山岩锆石 U-Pb 和火山岩基质 Ar-Ar 同位素方法测定火山岩的时代，特别是确定区内是否存在一定数量的侏罗纪火山岩；运用岩石学和地球化学方法确定大兴安岭火山岩的岩石系列与岩石组合；运用 Sr-Nd-Pb 同位素和元素地球化学手段确定岩石的源区特征及岩石的形成过程；综合研究其形成的地球动力学背景，确定其与伸展还是挤压作用有关，其动力学机制是与太平洋俯冲有关，还是与蒙古-鄂霍茨克海在早-中侏罗世的闭合以及受西伯利亚板块、华北板块及太平洋板块的共同作用。

大兴安岭北段晚中生代火山岩

大兴安岭火山岩北段广泛分布晚侏罗世－早白垩世陆相中基性和中酸性火山岩。自下而上依次为上侏罗统塔木兰沟组(Ｊ３ｔ)、和下白垩统吉祥峰组(K_1ｊ)、上库力组(K_1ｓ)、伊列克得组（K_1Y）。

塔木兰沟组(J_3t)火山岩，在大兴安岭北段很具有代表性，主要分布在满洲里-新右旗地区、海拉尔盆地的边缘部位和呼中-上黑龙江拗陷的部分地区，以中基性火山熔岩为主，同位素年龄在 160～135Ma 之间。吉祥峰组(K_1ｊ)火山岩，主要分布在大兴安岭主峰带、大兴安岭东坡、呼中-上黑龙江拗陷的部分地区，下部以英安岩夹安山岩为主，上部主要由英安质熔结碎屑岩、夹英安岩组成，岩石组合以安山质和英安质为主，同位素年龄厘定为 135～12 0 Ma。上库力组(K_2s)火山岩，分布很广，在大兴安岭北段的满洲里-新右旗地区、根河-海拉尔盆地、大兴安岭中脊隆起区和东南部阿荣旗、布特哈旗一带均有出露。主要由酸性熔岩和火山碎屑岩组成。伊列克得组(K_1y)火山岩，主要由中基性熔岩组成，本组岩石出露较零星，受断裂控制明显，同位素年龄在 120－105Ma 之间。

与中国东部大部分中生代火山岩地层年代划分存在的问题相似，加之本区年代学工作程度较低，本区较普遍存在 J_3 与 K_1 不分，以及将 K_1 火山岩地层划入 J_3。北大兴安岭地区，前人认为属晚侏罗世吉祥峰组、伊列克得组火山岩应均为早白垩世。大兴安岭北段以早白垩世火山岩为主。

通过对额尔古纳－根河－鄂伦春旗，满洲里－新右旗、和塔河－漠河火山岩剖面进行研究，初步表明火山岩活动期为 J_3-K_1。大兴安岭北区基性火山岩类主要包括碱性岩类：粗面玄武岩－安粗岩；亚碱性：:玄武岩－玄武质安山岩。尽管对大兴安岭中生代火山岩岩石学及成因尚存在诸多不同认识，但基本可将其概括为一套类似于活动陆缘-岛弧性质的以钙碱性岩浆为主的产物。其微量元素地球化学特征表现为不同程度富集大离子亲石元素；同时也不同程度亏损高场强元素。从目前初步结果及前人工作可推测，在本区岩浆成因机制上，如分异程度、熔融程度、方式条件，混染程度等方面，不同时代，不同分区及不同岩类应存在一定差异。但从源区的同位素组成特征分析，则具有鲜明的共性。

从多元同位素示踪初步结果可知，在大兴安岭地区内部其源区同位素特征基本表现为 Nd 同位素轻度亏损（ε_{Nd} 值在 0.20 到 4.20 之间），而 Sr 同位素具一定程度富集的特点（87Sr/86Sr 初始锶比值为 0.7039-0.7060），而且 Nd、Sr 同位素均有一定的分布范围。火山岩源区主要是由古生代造山带年轻物质组成，岩石圈深部，很可能不存在老于晚元古代的古老地壳基底。其源区存在相当比例的岛弧增生楔型的年轻地壳。年轻的 Nd 同位素亏损地幔模式年龄统计和 Pb 同位素特征也支持了上述分析。Sr 同位素特征指示了源区物质组成的复杂性，以及地幔交代作用和蚀变作用的可能影响。

蒙古东北部晚中生代火山岩

俄罗斯科学院（Shivalov,1987; Samoilov and Ivanov,1988）报道：南蒙古的北戈壁地区晚中生代火山岩活动时代可分为 3 期，即晚侏罗世（161－135Ma），早白垩世（134－105Ma）和晚白垩世（105

－92Ma）。Enkhtuvshin，Sawada 和 Itaya (2004) 在日本 Okayama 科技大学地质年代学实验室利用黑云母、长石等作为测试对象，对北戈壁地区火山岩进行了高质量的 K－Ar 年代学测定，结果表明火山岩活动时间均晚于 135Ma，主要集中在早白垩世（135－110Ma，相当于 Ulgii 组），早白垩世晚期（105－94Ma，相当于 Tsagaan tsav 组）和晚白垩世（91－78Ma，相当于 Bayanshiree 组）。其中 135－111Ma 之间为火山岩主喷发期。

Orolmaa (1999)总结蒙古东部和中部中生代火山岩的喷发时代，认为火山岩主要在晚侏罗世－早白垩世和晚白垩世这两个时期。年代学数据有 189－117Ma（Frich-Char 等，1978）和 135－105Ma（Enhtuvshin 等，1995）。晚白垩世火山岩主要分布于南蒙古戈壁地区，主要为含辉石和橄榄石的碱性玄武岩。其年代学数据有 67.5-73.2Ma (Orolmaa, 1999) 和 75.7Ma (Shuvalov, 1985), 91-82.2 Ma (Enhtuvshin 等，1995)。

在查干德勒格尔地区的中基性火山岩主要包括粗面安山岩、玄武岩和安山质玄武岩等；在嘎勒希尔地区的火山岩主要是安山质玄武岩、玄武岩和安山岩等；在蒙赫汗地区主要分布玄武岩、粗面玄武岩、安山岩和安山质玄武岩。在乔巴山北部地区，主要分布玄武岩、粗面玄武岩和安山岩，局部见粗面英安岩、粗面流纹岩和流纹岩等。从蒙赫汗到乔巴山，晚中生代火山岩的形成厚度具有变薄的趋势。一般的火山岩序列下部为玄武岩、粗面玄武岩和粗面安山玄武岩，上部为英安岩、流纹岩和粗面流纹岩。

关于晚中生代火山岩形成的动力学背景有几种观点：Samoylov 等（1983 和 1988）认为南蒙古晚中生代碱性杂岩和玄武岩形成于大陆裂谷环境；Kovalenko 等（1990）认为火山岩形成于北亚和中朝大陆边缘的碰撞作用；也有认为与印度次大陆甚至与欧亚和太平洋板块的活动有关（Hendrix 等，1992）。

我们课题组于 2005 年 7 月对蒙古东北部晚中生代火山岩进行了地质考察，有关同位素年代学、岩石地球化学等工作正在进行中。

对比研究与初步认识

对比发现蒙古东北部晚中生代火山岩在时代上较大兴安岭北段具有更大的范围，除晚侏罗－早白垩世外，尚有晚白垩世火山岩分布。

大兴安岭及蒙古东北部是在古中亚洋构造域基础上经中新生代复杂叠加改造而成的。古中亚洋经历了洋陆复杂格局的演变和多块体拼合的增生造山过程，而多块体拼合后，中新生代期间的陆内伸展和环太平洋构造-岩浆作用的复杂叠加，使得本区岩浆活动表现为强烈而复杂的陆内垂向增生。大兴安岭北段和蒙古东北部中生代玄武岩类均由碱性系列岩石和亚碱性系列岩石组成，主要活动时期为晚侏罗世至早白垩世，碱性系列岩石高度富集轻稀土元素和大离子亲石元素，其丰度类似于板内碱性玄武岩，但明显亏损高场强元素这一特点又类似于火山弧钙碱性玄武岩。中生代玄武岩系列显示地球化学双重性，也就是既有板内特征又有火山弧特征，既有富集特征又有亏损特征。这种地球化学双重性表明，研究区存在若干不同性质的地幔源：富集性的、亏损性的、过渡性的地幔源。这种特征可能与古生代地质时期古亚洲域多块体拼合过程中的动力学、地球化学过程有关。我们需要进一步的将不同期次、不同岩性和不同构造环境的火山作用进行研究。

初步研究表明，大兴安岭北部与蒙古东北部以早白垩世火山活动最为强烈。火山岩活动有由西向东推迟的趋势。从晚侏罗到早白垩世，火山活动可分为 3 期：第 1 期主要与鄂霍次克海闭合造山后伸展有关，大多分布于西部；第 2 和 3 期火山活动可能是多种动力学机制的综合作用，更可能与古太平洋板块的作用有关。

致谢 本文受国家自然科学基金重点项目“中生代全球事件在东北岩石圈的地质地球化学响应研究（编号：40334043）”资助。在蒙古地质考察期间，承蒙蒙古科学院地质与矿产资源研究所 Badarch 教授、Badamgarav 博士及 Dondou 所长等的帮助，在此表示衷心感谢。

松辽盆地南部中生代火山岩的形成时代及其对盆地基底性质的制约

裴福萍　许文良　杨德彬　纪伟强　高福红
（吉林大学地球科学学院，　长春 130061）

松辽盆地南部位于华北克拉通与西伯利亚板块之间的兴蒙造山带的东段，是中生代以来形成的断陷盆地，为环太平洋构造带的一部分。区内发育着一系列北东向及南北向的控盆断裂，主要包括德惠断裂、哈拉海断裂、桑树台断裂、伏龙泉断裂、孤店断裂、义顺屯断裂。

利用钻井资料，同时结合前人的定年结果研究表明，区内的中生代火山岩主要分布在火石岭组、沙河子组、营城组、青山口组中。本文利用锆石的 LA-ICP-MS U-Pb 定年方法对松辽盆地南部钻井中原定为火石岭组、沙河子组、营城组中的火山岩进行了年代学测试。火山岩中锆石的 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果显示，松辽盆地南部的中生代火山岩主要形成于 110Ma-133Ma 之间。结合前人对松辽盆地北部大庆徐家围子地区深层火山岩的定年结果，对松南地区盆地内中生代火山岩的形成时代认识如下：即火石岭组（K_{1h}）、沙河子组（K_{1s}）、营城组（K_{1y}）的形成时代均为早白垩世，这与前人将火石岭组（K_{1h}）的形成时代划归为晚侏罗世的认识不同。基于年龄结果，早白垩世火山岩的形成时代可划分成两期：早期集中于 129-135Ma 之间，晚期集中于 110-120Ma 之间。对本次所有测点的统计结果表明，松南地区中生代火山岩形成时代的峰值为 125Ma。

松南盆地内部火石岭组（K1h）、沙河子组（K1s）、营城组（K1y）中火山岩的普遍存在继承锆石和捕获锆石，对其进行的 LA-ICP-MS U-Pb 定年可帮助我们了解盆地基底岩石的形成时代和构成。锆石的阴极发光图像和 Th/U 比值显示，这些继承锆石和捕获锆石均具有岩浆成因锆石的特征，即定年结果代表了基底岩石的原岩形成时代。这些锆石定年结果表明它们主要形成于以下五个时期：162Ma（中侏罗世）、218.0Ma（晚三叠世）、254Ma（早二叠世）—— 代表了多数基底花岗岩的形成时代；286Ma（晚二叠世）——代表了基底基性岩浆和/或花岗岩的形成时代；437Ma (早古生代) ——代表了基底片岩原岩—流纹岩的形成时代。这些年代学特征与盆地基底岩石的定年结果相吻合，而且与盆地周边古生代和中生代的岩浆事件相一致。

参考文献（略）

超大规模火山（Supervocanoes）喷发及其对环境的影响
——以中国东部中生代火山活动为例

郭正府 刘嘉麒 毛 骞
中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029

近年来，在火山活动与气候／环境变化研究领域内，超大规模火山（Supervocanoes）喷发对气候／环境影响研究已成为一个热点课题。超大规模火山的喷发不仅仅指它比“正常的“火山活动规模大，而且其活动的剧烈程度高，超大规模火山的一次喷发形成火山岩的体积大于 300 km^3，这种火山喷发可以影响全球范围的气候变化。国外火山学研究表明，能导致全球范围气候明显变化的超大规模火山喷发平均 10 万年出现一次。与超大规模火山喷发喷出火山岩的体积相比，具有历史记载的火山活动规模较小，例如 1883 年 Krakatoa 火山喷发形成火山岩的体积为 10 km^3，1980 年美国圣海伦斯（Mount St Helens）火山喷发物的体积为 1.2 km^3。人类历史时期唯一一次超大规模火山喷发为 7.4 万年前印度尼西亚的 Toba 火山喷发，这次喷发不仅导致冰期的开始，而且造成当时生活在赤道地区的人数锐减至几千。

依据火山喷发物成分不同，地质历史时期的超大规模火山喷发可分为两类：中酸性超大规模火山喷发和基性超大规模火山喷发。中酸性超大规模火山喷发典型实例为南美洲到南极半岛 Chon Aike 火山喷发，其喷发年龄为 170 Ma，火山喷发类型属爆发性喷发，喷发方式类似于 1980 年 Mount St Helens 和 1991 年 Mount Pinatubo 火山喷发。Chon Aike 超大规模火山单次喷发形成火山岩的体积超过 1000 km^3，喷发物总体积为 300,000 km^3。基性超大规模火山喷发通常认为与地幔柱上升有关，例如 Karoo-Antarctic 玄武质超大规模火山喷发，其喷发年龄为 180 Ma，持续时间为几个 Ma。喷发物总体积超过 2,000,000 km^3。基性超大规模火山喷发的方式类似于 1783 年冰岛 Laki 火山喷发，只是 Laki 火山的喷发物体积小（仅 45 km^3）。

中国东部中生代出露大面积中酸性火山岩，研究表明，它们属于中酸性超大规模火山喷发。本研究对冀北、辽西和内蒙古地区中酸性火山岩的实验室测试研究显示，火山活动喷出的 Cl、F、S 等气体组份的含量较高，火山喷发柱较高，推断对当时大气圈和古气候、古环境造成了明显的影响。

甘肃西秦岭中、新生代火山作用及深部动力学背景初探

喻学惠，莫宣学，赵志丹，董国臣，周　肃
中国地质大学（北京）

西秦岭自晚三叠世以来陆相火山作用强烈，火山岩分布广泛，岩石类型复杂，在很多火山岩中含有橄榄岩或辉石岩类深源岩石包体，为研究和反演火山岩源区及火山作用的深部背景提供了良好的条件。

根据对火山岩初步的野外调查表明，西秦岭地区中、新生代火山作用大致包括晚三叠世、侏罗纪、白垩纪和新近纪四个主要阶段。火山岩的空间分布总体受晚中生代以来各类后造山断陷盆地控制，在时代上具有由西向东发展的趋势。因此，时代老一些的火山岩集中分布在西秦岭西段的青海省境内，向东火山岩的时代逐渐变新，最年轻的火山岩主要分布在西秦岭东段的甘肃省礼县一带。但是新老火山岩空间分布上局部重叠。火山岩在岩石学和地球化学方面呈现出某些变化规律，并且与火山岩的时空分布有着密切的联系，表现在随着火山岩由西向东发展和火山岩时代由老变新，基性火山岩（玄武岩）的数量逐渐增多，火山岩中全碱（K2O+Na2O）和 K_2O、TiO2、CaO 的含量以及[Mg]值也有逐渐升高的趋势。因此，在西秦岭东段的甘肃礼县地区出露了新近纪的超钾质超基性火山岩（钾霞橄黄长岩和碳酸岩）。火山岩的岩石构造组合与岩石化学特征一致显示，自晚中生代以来，西秦岭火山作用具有从岛弧－大陆边缘弧的钙碱性和高钾钙碱性向大陆碰撞造山带的钾玄岩系－大陆裂谷碱性玄武岩系演化的趋势。特别是晚白垩世和新生代火山岩中显著高的 TiO2 和较高的 Zr、Nb 含量，似具有弧钾玄岩与大陆裂谷碱性玄武岩过渡类型的特征。

西秦岭中、新生代火山作用和火山岩是西秦岭地区自中生代以来经历复杂的俯冲碰撞－陆内叠复造山过程的重要记录，也承载了西秦岭地区乃至中国大陆东西、南北地质构造演化和环境变迁的深部动力学机制和背景的大量信息。有关研究认为西秦岭地区自晚三叠世以来的火山作用是走滑造山期岩浆作用的典型代表。但是，这一认识很难解释西秦岭地区火山作用时空分布的广泛性和火山岩岩石学和地球化学特征的多样性。特别是新生代大量来自软流圈的碳酸盐和超钾质超基性火山岩（一种原生的钾霞橄黄长岩岩浆）的出现表明，西秦岭地区中、新生代火山岩在岩石构造组合及岩石化学特征等方面与冈底斯带、羌塘带、玉门、滇西三江带及三江北段的囊谦盆地等青藏高原腹地及其周边地区均有显著差别，因此很难用单一的走滑造山作用加以解释。我们认为作为西秦岭构造结这一特殊构造部位，周边造山带和地块间的相互作用，以及新生代以来，伴随青藏高原的强烈隆升及高原下软流圈地幔流的侧向运动可能是控制和影响西秦岭中、新生代火山岩时空分布和岩石地球化学特征的重要因素。

世界上最年轻的空气中喷发 Lamproite 火山：我国东北的马鞍山

王庆权[a,b,c]　Jim Gill[b]　朱炳泉[c]　Ken Collerson[b,d]
a、 广东省东莞市 523075 南城区市行政文化中心东莞市科学技术博物馆
b、 Earth Sciences Department, University of California at Santa Cruz, CA95064, USA
c、 广州市 510640 中国科学院广州地球化学研究所
d、 Department of Earth Sciences, University of Queensland, Brisbane, QLD 4072, Australia

Lamproite 既富不相容元素，又富相容元素，对研究地幔的演化和地幔交代作用具有重大的意义；又由于其可含具开采价值的金刚石，因而也具有重要的经济价值。我国东北的马鞍山是世界上最年轻的空气中喷发的 Lamproite 火山，也是我国唯一的新生代 Lamproite 火山， 这为研究该类岩石提供了极好的素材。

马鞍山火山位于内蒙古加格达奇东面的小古里河东岸，区测报告称其为小古里河 681 火山。该火山具有海拔高度为 739 米和 681 米的两个火山锥，整个火山似马鞍而得名。火山喷发为 Strombolian 式，以熔岩流为主，有渣锥，火山锥相对高度约 250 米，熔岩出露面积约为 13.8 平方公里。 综合铀系不平衡数据和 K-Ar 年龄，火山形成于 19-30 万年以前，属中更新世，而非原来推测的全新世。

我们最早将马鞍山火山岩命名为 Leucite Lamproite 和进行了岩石学和地球化学研究（Wang et al, 1991）。Lamproite 现称为钾镁煌斑岩，这名称并不理想，因为这套岩石是火山岩，不具有煌斑结构，所以为区分 Lamprophyre 与 Lamproite 两类岩石，建议将 Lamproite 的中文名称定为邻伯利岩。这一新定名既考虑了 Lamproite 的发音，也考虑了邻伯利岩与金伯利岩在成因和成矿上的相似性。

马鞍山邻伯利岩具斑状结构，含 0.2—1.2mm 橄榄石斑晶约 7%，含 0.03—0.3mm 白榴石斑晶约 35%; 基质为玻璃质和单斜辉石，岩浆结晶顺序为橄榄石-白榴石-单斜辉石。该岩石没有金云母斑晶，基质中金云母也少见，根据橄榄石－钾霞石－石英相图，表明岩石结晶时的 P_{H2O} 明显小于 2kb。然而，根据相同相图在高压下的实验结果，一般认为该类邻伯利岩是在富 H_2O 和 HF 的条件下地幔岩熔融形成。因而马鞍山邻伯利岩金云母少见可能的原因是岩浆上升速度快，在岩浆开始结晶前挥发分已逃逸，或者是源区部分熔融时并不富含 H_2O 和 HF。

马鞍山的致密状、气孔状岩石及火山弹之间的成分差别很小。具代表性的致密状邻伯利岩的化学成分为：SiO_2 49.45%, TiO_2 3.13%, Al_2O_3 11.77%, Fe_2O_3 8.05%, MnO 0.15%, MgO 7.96%, CaO 6.34%, Na_2O 2.03%, K_2O 8.57%, P_2O_5 1.20%; Ni 180ppm, Nb 74.6ppm, Ta 3.7ppm, Th 8.24ppm, U 1.66ppm, Rb 156ppm, Sr 1965ppm, Ba 3745ppm, Zr 967ppm, Pb 30.9ppm, La 160ppm, Yb 1.46ppm; $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.70558, $^{143}Nd/^{144}Nd$ 0.512395, $^{206}Pb/^{204}Pb$ 16.459, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 15.399, $^{208}Pb/^{204}Pb$ 36.363。为过碱性超钾质岩石，但并非过钾质(perpotassic)。化学成分与典型的邻伯利岩（Mitchell & Bergman, 1991）基本相符。

马鞍山邻伯利岩轻稀土元素明显富集，而重稀土含量不高，La/Yb)n=74, Yb)n=5.9。其稀土含量明显高于五大连池的钾质碧玄岩，但两者配分模式相平行，若将两地的 La/Nb 比值看作源区富集因子，则马鞍山邻伯利岩源区比五大连池火山岩源区富集程度明显高。若假定五大连池和科洛等地钾质碧玄岩和橄榄白榴岩所含的地幔岩包体的稀土元素含量代表源区成分，则金云母石榴石二辉橄榄岩 4.5－5.5%的部分熔融就可产生马鞍山和五大连池的超钾质和钾质火山岩。

在原始地幔标准化的不相容元素丰度模式图上，马鞍山与 Leucite Hill 和 Gaussbuig 地区的邻伯利岩相似，具有明显的富集特点。马鞍山邻伯利岩 Ba、Rb、K、 La、Ce、Nd、Zr 和 Hf 具正异常，Th-U 和 Nb-Ta 具负异常。世界范围邻伯利岩普遍具有的 Nb－Ta 负异常被解释为俯冲过程的特征。然而，本区岩石的 Th 含量也比较低，与俯冲过程普遍富集 Th 的事实不符。并且本区岩石 Nb/Th 比

值较高并具原始地幔值（8—10），因此本区岩石可能是地幔自交代作用形成的富集。

马鞍山邻伯利岩是我国东部新生代镁铁质火山岩中最富集的岩石，Sr－Nd－Pb 同位素组成具明显的 EMI 特征，其地幔源区为低μ地幔（岩石μ值为 3.2）。它是我国东北第四纪超钾质－钾质－亚钾质火山岩省最富集的端元。这一岩省的较基性岩石 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 与 $^{147}Sm/^{143}Nd$ 具正相关性，给出 0.68Ga 的等时趋势，相近于它们的亏损地幔模式年龄（0.78-0.88Ga），并且这套岩石在相同的低 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 比值时，具有比华北大古宇下地壳明显高的 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 比值，表明本岩省源区的 EMI 端元不可能来自折层出来的中朝克拉通地幔岩石圈，而是形成于中晚元古代的地幔源，该源区至少经历了富集－亏损－富集三个演化阶段.

本岩省与 Montana Smokey Butte、 Leucite Hill 、Utah Robbers Roast 等地的富钾火山岩都以低 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 、Dupal 异常以及 Pb-Sr 与 Nd-Sr 同位素反相关为特征。它们的铅同位素位于地球等时线的左侧，与位于地球等时线右侧的 OIB-板内玄武岩呈互补，为解释铅同位素的一级 Paradox 提供了重要证据。其 Sr-Nd 同位素构成地幔阵列在富集区的延长线，表明富集作用可以形成于早期地幔的分异。这些地区的 Nd－Sr－Pb 同位素表明，地幔中可能存在一个富钾源区，它与俯冲带壳幔混合无关。这些地区的火山作用可能与地幔柱有关。

主要参考文献：

Wang, Qingquan, Jim Gill, Ken Collerson, 1991. The Dongbei potassic and ultrapotassic province in NE China: products of late Precambrian heterogeneously enriched subcontinental lithosphere. European Union of Geosciences VI Decennial Meeting Abstract (Strasbourg).

Mitchell, RH & SC Bergman, 1991. Petrology of Lamproites. New York: Plenum

伊通-大屯地区玄武岩地球化学特征和岩石圈演化

张辉煌[1, 2] 徐义刚[1]

1. 中国科学院同位素年代学和地球化学重点实验室，广州，510640

2. 中国科学院研究生院，北京，100049

从晚白垩长春大屯火山（Ar-Ar 年龄：92.5±0.5 Ma）到伊舒地堑内第三纪伊通火山群（K-Ar 年龄：31~10Ma, 刘嘉麒，1987；刘若新等，1992；谢宇平等，1993），有近长达 80Ma 的火山喷发跨度，因此本文力图通过研究比较伊通和大屯玄武岩的地球化学特征和反演岩浆起源深度来揭示晚白垩至第三纪伊通-大屯地区（伊舒地堑）岩石圈的演化。

大屯玄武岩为玄武安山岩（CIPW 标准矿物 Q>0），总体上，伊通玄武岩从渐新世碱性橄榄玄武岩（Ne=0~3%）演变到中新世强碱性的碧玄岩（Ne=7~10%）。伊通-大屯玄武岩都具有类似 OIB 的微量元素配分模式和 Nb/U 比值，以及低 $^{87}Sr/^{86}Sr$、正 ε_{Nd} 同位素特征暗示伊通-大屯玄武岩来源于软流圈。但大屯与伊通玄武岩相比，大离子亲石元素富集，高 Ba/Th、Rb/Nb、 Ba/Nb、La/Nb 比值具 EMI 特征（Weaver, 1991），总体上相对高 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 和低正 ε_{Nd}，说明软流圈岩浆可能与古老富集地幔发生不同程度地相互反应。另外，大屯拉斑玄武岩具相对高 Cr 含量和稀土标准化模式中 Gd 正异常也证明存在熔体/地幔相互反应（Kelemen et al., 1992; Godard et al., 1995；Vernieres et al., 1997；Xu et al., 2005）。

应用 Langmuir et al.（1992）地幔熔融模型（在绝热减压过程中，计算地幔熔体 FeO、MgO 和 Na2O 成分的动态变化）以及假定岩石圈盖模型（Lithospheric Lid Effect; Farm and Lesher, 1993），定量-半定量反演伊通-大屯地区岩石圈厚度（e.g. Wang et al., 2002）。结果显示，从 92Ma 时的岩石圈厚度~56km（大屯玄武岩）逐渐增厚到 10Ma 时的~108km（伊通碧玄岩），模拟的结果与地球物理资料揭示现今伊通地区岩石圈厚度为~100km（姜德录等，2000）相近，模拟的岩石圈厚度演化趋势也与根据伊通-大屯地区玄武岩岩性随时间的变化趋势（由晚白垩拉斑玄武岩到中新世碧玄岩）相一致的。

伊通-大屯地区（伊舒地堑）岩石圈演化趋势与大兴安岭—太行山梯度带以东华北克拉通相类似。早白垩（~130Ma）由于太平洋板块的俯冲，并停留于地幔过渡带（Pei et al., submitted），促使地幔流流动、软流圈上升、产生热机械—化学侵蚀作用，这种作用使松辽盆地、伊舒地堑拉张以及整个大兴安岭—太行山梯度带以东中国东部岩石圈的减薄（徐义刚，1999；Liu et al., 2001; Ren et al., 2002; Xu et al., 2004; Xu et al., 2005）。92Ma 是岩石圈减薄/增厚的转折点，该时期喷发的大屯拉班玄武岩标志着岩石圈减薄至最薄厚度约 56km，来源于软流圈的岩浆岩与上部古老富集地幔发生不同程度的相互反应。此后，热梯度降低，最上部软流圈地幔冷却形成新的“大洋型”的岩石圈地幔，这种新增生“亏损”地幔阻挡了软流圈岩浆岩与古老富集地幔的相互反应，使得中新世以后的玄武岩浆具有相对均一的地球化学组成。

闽西新生代碱性超基性岩地球化学特征

张贵山[1,2] 温汉捷[1] 胡瑞忠[1] 裘愉卓[1]
1 中国科学院地球化学研究所 贵阳 550002; 2.中国科学院研究生院 北京 100039

碱性超基性岩类是特定条件下幔源岩浆活动的产物，主要产于稳定大陆内部，构造上与大陆裂谷作用或深大断裂活动密切相关。碱性超基性岩类常伴有丰富的矿产资源(Fe、P、Au、Pt、REE 等)产出而备受人们的关注。福建新生代的超基性火山岩发育在第三系的佛昙组中，分布在内陆地区，岩性主要为玻基橄辉岩、苦橄玢岩等，为碱性岩系列。前人对明溪、龙海等新生代玄武岩研究的比较多，福建碱性超基性火山岩的研究较少。最近，我们对福建西部的柳城碱性超基性岩进行了详细地球化学工作发现，其源区来自 HIMU 地幔端员，产出的构造背景为大陆裂谷。

柳城超基性岩类岩性为玻基橄辉岩，全岩 K-Ar 年代学数据表明其喷出的时代为新生代的中新世中期，在时间上与日本海开始扩张的年龄比较接近，暗示中新世中期福建的大地构造背景为大陆裂谷环境(或陆缘裂谷)。按照岩石学的分类标准，柳城的玻基橄辉岩属于碱玄岩/碧玄岩系列，位于碱性岩范畴，具有富集 LILE、LREE 和 Nb、Ta 的地球化学特征。相当富集 LREE，而 HREE 具有含量低的特征，$(La/Yb)_N$=35.1~36.2，表明轻、重稀土元素具有强烈分异的特征，暗示岩浆是源于相对较深的石榴石相地幔橄榄岩部分熔融的产物。微量元素的蛛网图与 OIB 的模式图相似，曲线为隆起右倾的特征，富集大离子亲石元素、轻稀土元素及 Nb、Ta、P 等高场强元素，弱亏损重稀土元素，Nb、Ta 表现为正异常的特征，说明其形成于 OIB 型地幔源区。研究表明，OIB 型地幔源区的产生有两种不同组分的混合，相对亏损的地幔物质与同位素存在明显区别的软流圈地幔在上升过程中混合，或由软流圈地幔与岩石圈原始地幔混合，软流圈地幔上涌是形成 OIB 型地幔源区的主要制约因素。柳城玻基橄辉岩的相容元素和 $Mg^{\#}$(Ni=739μg/g，Cr＝1022μg/g，$Mg^{\#}$=77)(为平均值)与前人的统计的原始岩浆值接近，表明玻基橄辉岩可能直接形成于原始岩浆，同时也暗示岩浆的分馏作用非常弱。

通过微量元素研究表明，柳城玻基橄辉岩在成岩过程中没有受到地壳混染作用，微量元素地球化学特征是其地幔源区演化的结果。强不相容元素的比值具有与同位素相似的功能—示踪作用地幔源区性质，因为强不相容元素(Rb、Ba、Th、La 等)具有相似的全岩分配系数，部分熔融和结晶分离过程均不会造成元素之间的强烈分异。柳城的 LILE/Nb 与 LREE/Nb 的比值均落在 HIMU 地幔端员的范围内，Ba/Th—Rb/Nb 和 Ba/Nb—Ba/La 图解上，其主要落在 HIMU 范围内，新生代玄武岩主要落在 EMⅠ、EMⅡ地幔端员的范畴内，说明本区的玻基橄辉岩与新生代玄武岩的地幔源区存在一定的差异，来源于不同性质的地幔源区，玄武岩的同位素研究表明，中国东南部新生代岩石圈地幔具有 EMⅡ特征。Nb/U—Nb 图解上，柳城玻基橄辉岩落在 OIB 范围内，表明柳城玻基橄辉岩的地幔源区来自 OIB 型的 HIMU 地幔。

中国东南部新生代火山岩(主要为玄武岩)喷发的时代表明，存在早第三纪、中新世和上新世三个强烈的岩石圈伸展期，与大陆岩石圈伸展相对应的构造事件为东亚大陆发生了边缘海的扩张，中国南海的扩张年龄为 30～16Ma，日本海扩张的年龄为 15~19Ma，指示中国东南大陆在新生代处于大陆裂谷构造环境。柳城玻基橄辉岩形成于中新世，为中国东南部中新世存在岩石圈伸展提供有力的证据，其具有 OIB 型的 HIMU 型地幔端员的特征，说明柳城的地幔源区来自软流圈地幔与 HIMU 地幔的混合。前人的研究认为 HIMU 是洋壳再循环进入地幔形成的或者是古老消减洋壳与亏损地幔混合熔融形成的，中国东南部中生代发生太平洋板块强烈俯冲作用，可以推断中国东南部新生代的 HIMU 型地幔源区的形成与中生代大洋板块消减作用密不可分，可能是消减洋壳再循环的结果，软流圈地幔上涌起到的关键性的作用。

因此，闽西柳城的碱性超基性岩的地球化学特征表明，中新世中国东南部处于大陆裂谷的构造环境中，软流圈地幔上涌改造了岩石圈地幔性质，并且参与了地幔源区的演化，消减洋壳再循环进入地幔形成的 HIMU 型地幔端员，与软流圈地幔混合形成了本区玻基橄辉岩的地幔源区，说明中国东南部新生代岩石圈地幔不仅具有 EMⅡ型地幔特征，而且还具有 HIMU 型地幔特征。

Crustal and Upper Mantle Structural image beneath the Tanlu Fault Zone, Northeastern China: Constructed from Wave Equation Based Receiver Function Migration

Ling Chen, Tianyu Zheng, Weiwei Xu
Seismic Laboratory (SKL-LE), Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

Lithospheric reactivation and thinning have long been proposed as a dominant process occurred in the cratonic Northeastern China continent during late Mesozoic and Cenozoic, yet direct seismic observations about fine-scale subsurface structures of the region have been scarce. We apply the newly proposed wave equation-based receiver function poststack migration method to the NCISP broadband data to image the crustal and upper mantle structure of the Tanlu Fault Zone area in Northeastern China. Our migration result reveals a 60–80-km-thick present-day lithosphere beneath the study region, significant thinned from the Paleozoic lithosphere of > 180 km. An arc-shaped lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) is coherently imaged along a ~300-km east-west profile, with a sharp shear-wave velocity reduction of ≥ 4occurring over less than 10 km. The apex of the LAB is coincident with the surface location of the Tanlu Fault Zone and that of an up-to-4-km uplift of the Moho. Such a coincidence provides seismological evidence for the steep geometry and deep penetration of the Tanlu Fault Zone, indicating that this fault system might have facilitated anthenosphere upwelling and associated volcanism during the Mesozoic-Cenozoic lithospheric reactivation and thinning. Our lithospheric image suggests that the uppermost portion of the Archean lithospheric mantle beneath the study region might have survived the lithospheric reactivation, and the compositional contrast between the preserved cold cratonic lithospheric mantle veneer and the uplifted hot asthenospheric materials may partially account for the sharp seismic velocity gradient at the base of the lithosphere. Strong positive signals also appear at 250–300-km depths, exhibiting significant topography and lateral variations in image strength. These signals likely represent a real structural feature rather than the top-side multiple induced artifacts. Its origin, however, is unclear and needs further investigations. The imaged upper mantle transition zone shows a rather complex structure. The top 410-km discontinuity is sharp and near horizontal, while the bottom 660-km discontinuity comprises multiple discontinuities with distinct lateral heterogeneity, expanding in a depth range from ~660 km to ~720 km. The observed transition zone structure of the study region cannot be explained by pure phase transitions in the olivine system, but are possibly interpreted by the presence of multiple phase transformations of garnet system coupled with olivine dissociation. The complicity pattern of the 660-km discontinuity may relate to the subducted Pacific slab stagnated above the bottom of the transition zone beneath the Eastern China continent.

甘肃金川 II 号岩体的岩相学特征及成因初探

李士彬[1, 2]，宋谢炎[1]，陈列锰[1, 2]

1.中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学重点实验室 贵阳 贵州 550002;

2.中国科学院 研究生院 北京 100039

1. 引言

金川是我国最大岩浆铜镍硫化物矿床，作为“小岩体成大矿” 的典型，金川矿床的成因机制一直为国内外学者所关注，其中比较具有代表性的观点是：汤中立院士（1990）的“深部分异－熔离，依次贯入”的成岩成矿模式和 Gang Chai（1992a，1992b）就地熔离的模式。

1、2、24 矿体是金川最大的三个矿体，其中前两个位于 II 号岩体。因此，II 号岩体岩相学特征的研究对金川成因机制的研究具有关键的意义。

金川 II 号岩体中细粒含辉橄榄岩呈上悬体状产于作为 II 号岩体主体的中粒二辉橄榄岩的上部，这一岩相学特征是岩浆就地熔离模式所不能解释的，但其岩石学意义尚未引起足够的重视；同时，不同岩相中橄榄石粒度的明显变化也暗示着硫化物的熔离过程。因此，有必要对金川 II 号岩体岩相学特征进行更加深入的研究。

2. 地质背景

金川岩体位于甘肃中部、华北地台西南缘（汤中立，李文渊 1995）。岩体呈似岩墙状产出，长约 6500m，宽 20～527m，延伸最大超过 1100m，走向 NW，倾向 NW。该岩体侵入前长城系龙首山群白家嘴子组中，为元古代侵入体（汤中立，杨杰东 1992；李献华等 2004）。后期 NE 向断裂将岩体切割成几段，由西向东依次为 III、I、II、**IV** 岩体（图 1－A）。

中部的 II 号岩体长约 3000m，西部出露于地表，46 至 52 勘探线间隐伏于第四系之下，52 勘探线以东倾没于混合岩中与 **IV** 号岩体相连。II 号岩体自西向东逐渐变宽，在 F_{17} 断层处最大，达 530m，继而向东又逐渐变窄（甘肃地质六队，1984）。走向 NW50°，倾向 SW，倾角 50°～60°。

II 号岩体中的 1、2 号矿体就占了全区总储量的 7 近 0%。1 号矿体呈“火焰状”产于 II 号岩体西段，长 1600m，厚 98m，富矿为主，贫矿构成矿体的边缘；2 号矿体呈不规则扁豆体产于 II 号岩体东段，长 1300m，厚 118m，贫矿为主，块状矿体呈小扁豆体沿裂隙分布于贫矿体的不同部位。

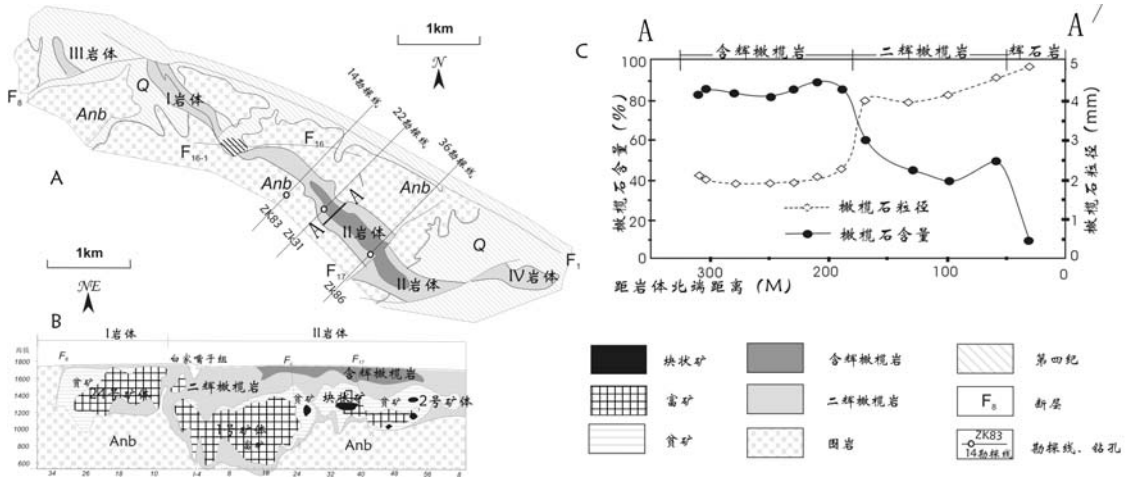


图 1 金川岩体地质示意图（A 地表平面地质简图，B 岩体横断面剖面图，C 剖面 A-A’各岩相橄榄石粒度及含量变化。图 A，B 据汤中立和李文渊（1995））

*受国家自然科学基金项目（40373030）及中国科学院“百人计划”资助（宋谢炎）

3. 岩相学特征

由于金川 II 号岩体中辉石大部分已次闪石化，失去原颗粒外形，而橄榄石虽已部分蛇纹石化，但却仍保留着原有外形，因此，橄榄石的含量和粒度成为研究岩相学特征的重要依据。岩性仍依照甘肃地质六队的标准划分（甘肃地质六队，1984）。

根据矿物组成和粒度，II 号岩体可以划分出 4 个岩相，从上向下依次为细粒含辉橄榄岩、中粒二辉橄榄岩和中细粒硫化物橄榄岩。含辉橄榄岩分布于 16 行以东，呈上悬体状产出，向下延伸不大（图 1－B）；二辉橄榄岩为此岩体最主要组成；“火焰状”的矿体产于岩体下部；而粗粒辉石岩仅分布于岩体的边部。各岩相一般为短程渐变关系，渐变过渡带宽 ＜10 m。

II 号岩体地表主要出露了细粒含辉橄榄岩相和中粒二辉橄榄岩相，而粗粒辉石岩相只出露于岩体部分边部。各岩相在粒度和橄榄石含量上都存在较大差异。位于 II 号岩体中部含辉橄榄岩被二辉橄榄岩包围，含辉橄榄岩粒度约为 2 mm，橄榄石含量为 80～89%；二辉橄榄岩粒度为 4～4.6 mm，橄榄石含量为 40～60%（图 1－C）。

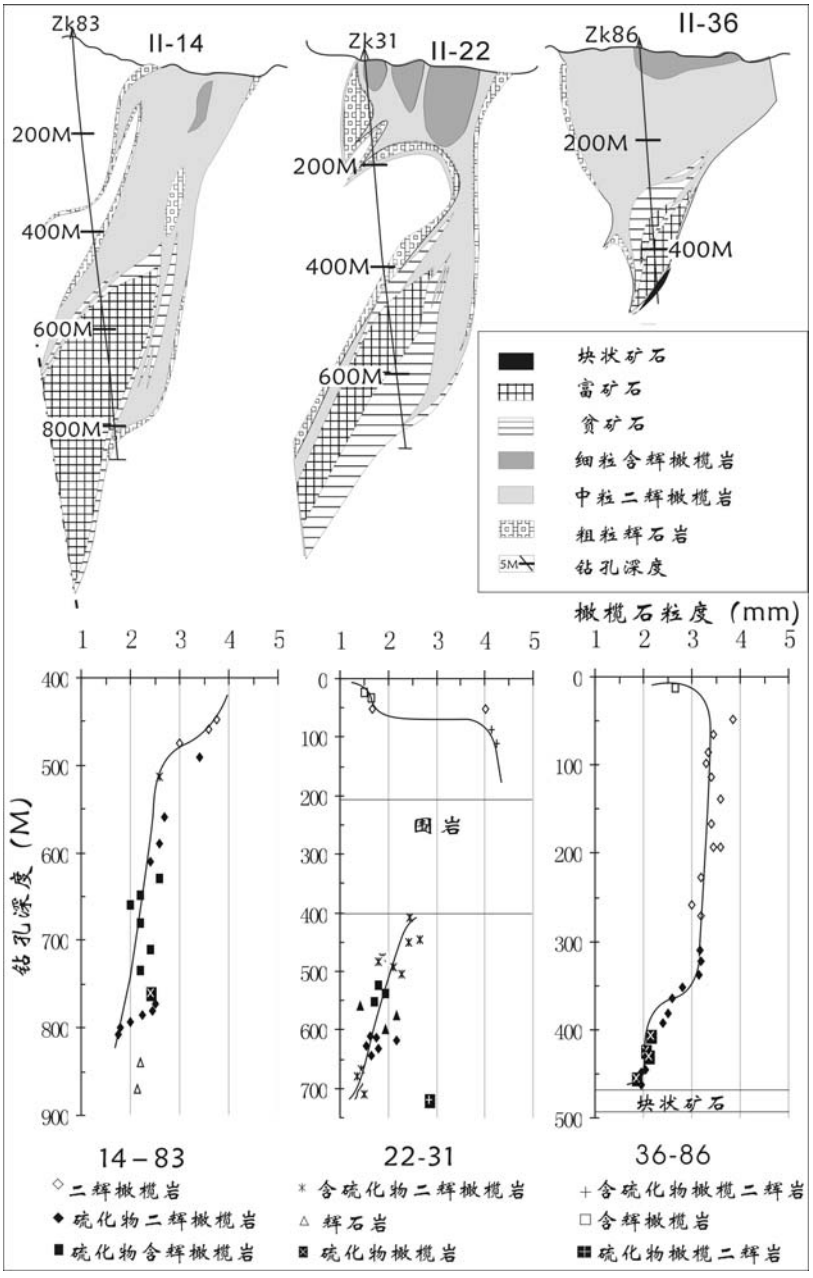


图 2 II 号岩体 14，22，36 线勘探线剖面图及钻孔各岩相橄榄石粒度统计（据甘肃省地矿局第六地质队（1984））

从 II 号岩体东部 14、中部 22 和西部 36 三条勘探线上分别选取 ZK83、ZK31 和 ZK86 三个钻孔对岩体深部岩相学特征进行研究（图 1－A）。含辉橄榄岩在 ZK31 和 ZK86 仅出现岩体顶部，橄榄石粒度为 1.5～2 mm（图 2）；三个钻孔中二辉橄榄岩中橄榄石的粒度为 3～4 mm；而构成矿体的硫化物橄榄岩位于三个钻孔的下部，其中橄榄石粒度为 1.7～3.5 mm，明显小于其上部二辉橄榄岩中橄榄石的粒度（De Waal etc 2004）。从三个钻孔粒度变化趋势线中不难发现，上部细粒含辉橄榄岩、中部中粒二辉橄榄岩和下部中细粒硫化物橄榄岩三个岩相的粒度具有短程渐变性（图 2）。

4. II 号岩体岩相学意义

汤中立院士（1990；1995）认为金川岩体是四期岩（矿）浆贯入形成的：第 1 期侵入相只出现在 I 和 II 号岩体的南西侧；第 2 期含矿岩浆侵入形成了各岩体的主体；第 3 期富矿岩浆侵入形成了几个主要矿体；第 4 期是矿浆贯入形成的特富矿体。按照汤中立院士的观点，II 号岩体经历了三期岩（矿）浆的贯入。

综合我们的观察结果，II 号岩体具有以下特征：（1）基性程度较高的细粒含辉橄榄岩位于中粒二辉橄榄岩的上部，这一岩相学特征是原地熔离和一期侵入所不能解释的；（2）细粒含辉橄榄岩、中粒二辉橄榄岩和中细粒硫化物橄榄岩在橄榄石的粒度、含量上都呈现短程渐变，说明为多期贯入的产物；（3）各岩相的橄榄石含量都较高，表明在深部岩浆房已发生橄榄石分离结晶，各岩相为橄榄石含量不同的“晶粥”贯入形成；（4）矿体中橄榄石的粒度明显小于其上部二辉橄榄岩中橄榄石的粒度，是由于深部岩浆房晶体的不断堆积，使下部的橄榄石压入硫化物熔体中，过早的与硅酸岩浆脱离，失去生长环境造成，也暗示了硫化物的熔离早于橄榄石的结晶或近于同时发生。

因此，通过对金川 II 号岩体岩相学特征的研究分析，得出了以下几点初步结论：（1）II 号岩体至少经历了三期“晶粥”和一期矿浆的贯入：首先为形成细粒含辉橄榄岩相的无硫化物“晶粥”贯入，其次为形成中粒二辉橄榄岩相的贫硫化物“晶粥”贯入，然后为形成矿体的富硫化物“晶粥”的贯入，最后为形成块状矿体的矿浆的贯入；（2）矿体中橄榄石粒度较小是由于其过早的与硅酸岩浆脱离，失去生长环境造成。同时，也暗示深部岩浆房中硫化物熔离早于橄榄石的结晶或近于同时发生。

主要参考文献：

甘肃省地矿局第六地质队，1984，白家嘴子硫化铜镍矿床地质[M]，地质出版社，北京。

李献华，苏梨，宋彪，刘敦一，2004，金川超镁铁侵入岩 SHRIMP 锆石 U－Pb 年龄及地质意义[J]，科学通报， 49（4）：401－402。

汤中立，1990，硫化铜镍矿床成矿模式[J]，现代地质， 4（4）：55－64 。

汤中立，杨杰东，1992，金川含矿超镁铁质岩的 Sm－Nd 法定年[J]。科学通报，(10)：918－920。

汤中立，李文渊，1995，金川铜镍硫化物（含铂）矿床成矿模式及地质对比[M]。地质出版社，北京。

Gang Chai，Naldrett A.J.， 1992，The Jinchuan Ultramfic Intrusion：Cumulate of a High-Mg Basaltic Magma[J], Journal of Petrology，33：277-303.

Gang Chai， Naldrett A. J., 1992, Characteristics of Ni-Cu-PGE Mineralization and Genesis of the Jinchuan Deposit Northwest China, Economic Geology，(87)：335-349.

De Waal,S. A.，Zhanghua Xu，Li C，2004，Hassina Mouri。Emplacement of Viscous Mushes in the Jinchuan Ultramafic Intrusion,Western China[J], The Canadian Mineralogist，42：371－392.

Chusi Li，Zhanghua Xu，De Waal, 2004，Compositional Variations of Olivine from the Jinchuan Ni-Cu Sulfide Deposit,Western China:Implication for Ore Genesis[J], Mineralium Deposita，39：159-172.

贝加尔裂谷带中 1886 年喷发的玄武岩地球化学研究

郭璇 朱永峰

北京大学，地球与空间科学学院，北京 100871，E-mail: yfzhu@pku.edu.cn

贝加尔裂谷带位于亚洲的中部，从蒙古北部的库苏古尔湖向 NE 方向穿行到雅库特南部的奥廖克马河，总长 1600 多公里。贝加尔裂谷带及其周缘地区广泛分布有新生代玄武岩，但火山分布很局限。不同地区的火山岩岩石化学特点各不相同，形成从强碱性到拉斑玄武岩连续系列，但以碱性橄榄玄武岩为主。位于伊尔库茨克市西南的通京盆地在渐新世－早上新世出现了多次玄武岩喷发，至少形成了 15 座火山，它们平行于通京断裂分布（杨巍然等，1995），其中的呼兰霍博克休眠火山最近一次于 1886 年喷发，该火山锥由火山弹、火山灰等火山碎屑岩和基性熔岩（橄榄玄武岩）组成。我们对呼兰霍博克休眠火山的橄榄玄武岩进行了详细研究。

橄榄玄武岩呈灰黑色，斑状结构，斑晶为黄绿色橄榄石、灰黑色辉石，基质为隐晶质-玻璃质；气孔构造，气孔含量随层理从上到下逐渐减少，最多可达 50%，最少约占 10%。镜下呈斑状结构，斑晶为橄榄石、单斜辉石、斜长石。基质为间粒-间隐结构，由橄榄石（～5%）、辉石（2-3%）、板条状斜长石（15%）、粒状柱状钛铁矿（1%）以及玻璃质（30%）组成。

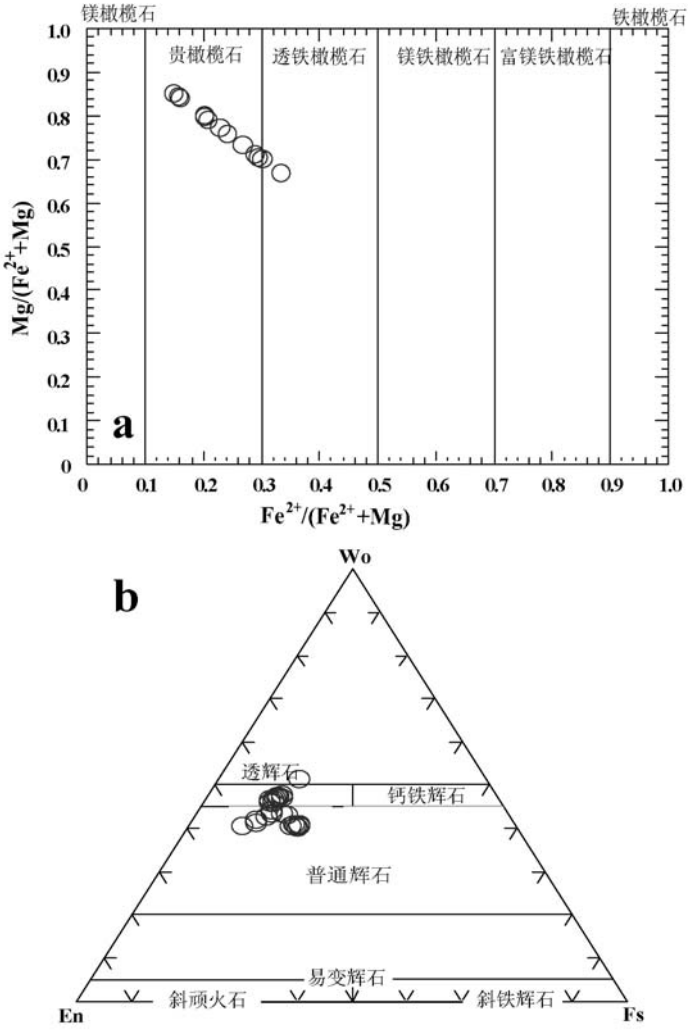


图1

橄榄石斑晶一般为 0.25-1.25mm（体积占 5-10%），最大的粒径达 2.5-3mm。多数晶形较好，比较新鲜，有的颗粒被熔蚀。橄榄石中还常常见到粒状、纺锤状和网状的气液包裹体。电子探针分析表明，橄榄石斑晶和基质主要为贵橄榄石，少数落在透铁橄榄石范围内（图 1a），$Mg^{\#}$为 67-85。橄榄石中 Ni 的含量为 0.03%~0.22%。

辉石斑晶粒径为 0.25-1.0mm，约占 5%，呈自形－半自形晶。镜下可以观察到辉石斑晶的两种典型现象：①辉石边缘保持新鲜，内部发生强烈熔蚀。有的颗粒中熔蚀的部分还含有橄榄石；②辉石内部保持新鲜干净，具有海绵边。根据 En-Fs-Wo 三角图，辉石成分主要为普通辉石和透辉石(图 1b)，其中大多数斑晶核部铁的含量较高，从中心到边部成分向富镁、富钙方向演化。基质中的辉石也比较富钙，落在透辉石范围内。

斜长石斑晶含量很高（约 20%），但粒径普遍较小（长轴约 0.5mm），粒径较大的斜长石斑晶较少（长轴约 2.5mm），核部新鲜，幔中包裹有细粒辉石、钛铁矿，在最外部有次生加大边。经成分分析，斜长石斑晶成分大致可分为两类，一类属于更长石－中长石（核部，其钾长石端元成分高于 10%）；另一类属于中长石－拉长石。基质中的斜长石与斑晶边部成分相近，属于拉长石。

依照 TAS 分类图，该玄武岩为粗玄岩，属碱性系列。从 K_2O-SiO_2 图中可以看到它属于橄榄粗玄岩系列。玄武岩中 TiO_2 含量约 2.4%，MgO 约 8%，K_2O（1.75%~2.0%）和 Na_2O（3.8%~4.1%）含量较高。

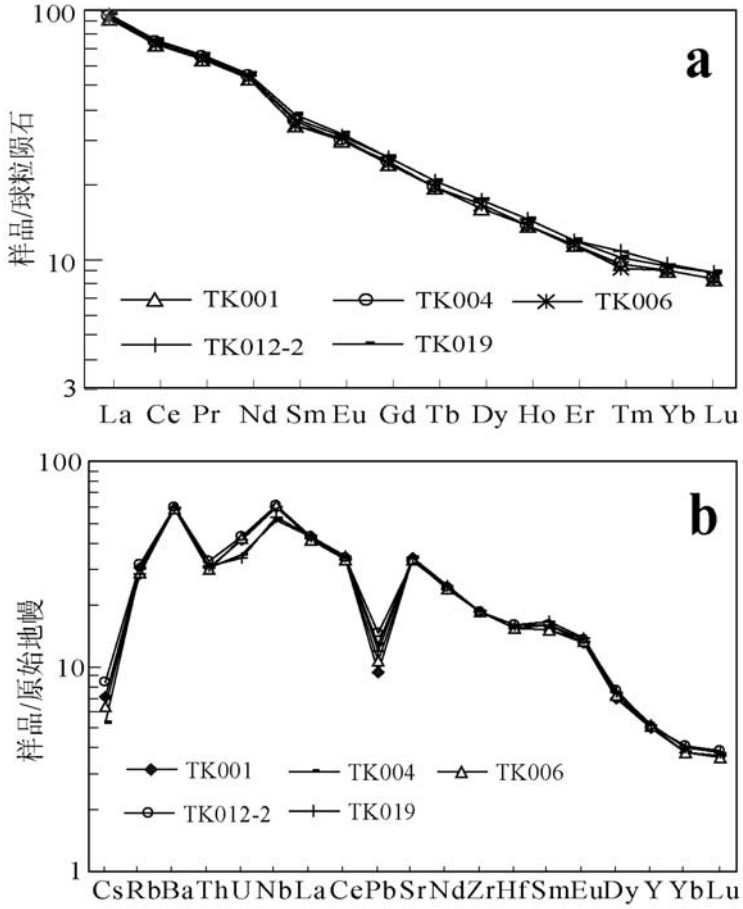


图2

球粒陨石标准化（Boynton, 1984）稀土元素配分模式图显示（图 2a），轻重稀土分异比较强烈，轻稀土相对富集，重稀土相对亏损，不具有 Eu 异常，δEu＝1.01~1.05。$(La/Yb)_N$ 值为 9.8~12.5，LREE 之间的分异 $(La/Sm)_N$ 与 HREE 之间的分异 $(Gd/Yb)_N$ 相近，为 2.5~2.7。由重稀土的强烈亏损推知岩浆源区很可能残余石榴石。原始地幔标准化图解（Sun & McDonough, 1989）显示（图 2b），此玄武岩中不相容元素（Cs 除外）轻微富集，重稀土元素相对亏损，曲线略呈右倾。元素 Ba 和 Nb 相对其相邻元素富集，Cs 和 Pb 则有较明显的亏损，Zr、Hf 未亏损。该玄武岩 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 的初始比值为 0.70435～0.70443，ε_{Nd}＝＋1.92～＋2.63。

辉石斑晶从核部到边部显示出从富铁向富镁富钙方向变化，反映了该玄武岩浆的非封闭体系特征，可能存在岩浆混合过程，即携带相对富铁普通辉石的岩浆注入到橄榄玄武岩浆中，使得橄榄石结晶成分的一定变化以及辉石斑晶成分的反向变化（Zhu et al., 2004）。辉石斑晶具有的海绵边表明结晶速度发生了变化，可能是温度或压力的突然下降使得辉石斑晶边部快速结晶导致形成海绵边。由正的 ε_{Nd} 值可知，该玄武岩岩浆主要来自于亏损地幔。

致 谢：国家自然科学基金项目（编号 40342018）基金资助。

主要参考文献：

杨巍然、孙继原、纪克诚、邢集善等，1995. 大陆裂谷对比－汾渭裂谷系与贝加尔裂谷系例析. 中国地质大学出版社. 127.

Boynton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth element: meteorite studies. In Henderson P. (ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, 66-114.

Logatchev N. A., Rasskazov S. V., Sankov V. A. 1999. Third Annual Meeting and Field Excursion, Rifting in intracontinental setting: Baikal Rift System and other Continental Rifts, Irkutsk and Lake Baikal, Russia, 22-30 August 1999, Geological excursion to Baikal and Tunka rift basins, Guidebook. Irkutsk-Tervuren, 4-29.

Sun S-S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J.(Eds.)，Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ., 42: 313-345.

Zhu Y.-F., Ogasawara Y., 2004, Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalts：Implications for two magma chambers under the Kokchetav UHP massif, North Kazakhstan. Journal of Asian Earth Sciences 22：517－527.

峨眉火成岩省岩浆矿床的岩浆通道成矿特点*

宋谢炎[1]，钟宏[1]，胡瑞忠[1]，马润则[2]，朱维光[1]，戚华文[1]
中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学重点实验室 贵阳市 观水路 46 号 550002

近十年国内外学者对峨眉火成岩省的深入研究使得我们对该火成岩省的范围、玄武岩的地球化学特点、岩浆起源和演化、以及地幔柱动力学都形成了更为系统和全面的认识（Chung and Jahn，1995; Song et al.，2001, 2004; Xu et al.，2004; Zhou et al.，2002a; Xiao et al.，2003; He et al.，2003; 徐义刚等，2002）。虽然峨眉火成岩省面积不大，但峨眉火成岩省却以罕见的成矿作用多样性成为研究地幔柱成矿的最佳场所。峨眉火成岩省有三类矿床与地幔柱有直接关系：（1）大型－超大型 V-Ti 磁铁矿矿床,储量占全国同类矿床的 95％以上(张云湘等，1988)；（2）Ni-Cu-(PGE)硫化物矿床；（3）玄武岩系内的自然铜矿。其中，前两类矿床主要分布在岩浆活动最为剧烈的大火成岩省的内带。

不少学者对这些矿床与峨眉山玄武岩成因联系已作了初步分析（Song et al.，2003, 2004，2005；陶琰等，2004；高振敏等，2004；胡瑞忠等，2005）。然而，大量玄武岩浆参与成矿的机制尚不清楚。本文试图从几个典型矿床的地质特征入手，探讨岩浆通道对峨眉大火成岩省主要岩浆矿床成矿的控制。

岩浆通道对于大型岩浆矿床的意义

国内外的大量研究证明大型－超大型岩浆矿床形成的关键条件之一是大量的玄武岩浆参与（Naldrett，1999）。建立在加拿大 Sudbury 矿床研究基础上的经典理论认为大型岩浆铜镍硫化物矿床应该赋存在大型基性－超基性岩体中。这种传统认识被后来的一系列找矿实践所更正，特别是我国金川和俄罗斯 Noril’sk-Talnakh 两个世界级的岩浆铜镍硫化物矿床的发现。

详细的研究表明岩浆通道为大量岩浆参与成矿提供了开放的环境，导致大量成矿物质在相对狭小的空间超常聚集。汤中立（1990）针对我国金川、力马河等岩浆铜镍硫化物矿床的地质和成因特点最早提出了“小岩体成大矿”的概念，专指那些铜镍硫化物矿化比例极高，岩体的岩相分带和矿体产状与原地熔离机制不协调的岩浆铜镍硫化物矿床，其形成机制可以概括为“深部熔离－贯入成矿”。然而，Noril’sk-Talnakh 矿床的深入研究表明“小岩体成大矿”还有另一种机制，即熔离硫化物在席状岩浆房底部聚集成矿，而残余岩浆喷出形成这些金属元素亏损的玄武岩或形成其它岩体。

岩浆通道在峨眉山大火成岩省两类岩浆矿床中的表现

在峨眉大火成岩省，不但形成了类似于金川和 Noril’sk-Talnakh 的岩浆铜镍硫化物矿床，如力马河和杨柳坪铜镍硫化物矿床，还形成了具有岩浆通道特征的红格钒钛磁铁矿矿床。

(1) 力马河铜镍硫化物矿床

力马河矿床位于峨眉大火成岩省的内带，呈“纺锤状”侵入元古代变质岩中。岩体长近 400 m，宽 100 余 m。纵剖面上岩体呈岩盆状，从上向下由辉长闪长岩、辉长岩和橄榄岩构成；橄榄岩主要出现在岩体的西侧和底部。前两者间为渐变过渡，而辉长岩与橄榄岩间仅存在 1－3 m 的过渡带。根据这种岩相接触关系可以判断，第一期岩浆侵入形成岩体上部的辉长岩和闪长岩，第二期则形成了橄榄岩相，并形成与辉长岩的过渡带。

力马河岩体浸染状硫化物矿体呈直立的透镜状状或脉状产于橄榄岩相内，厚度随橄榄岩厚度增大而增大，可以占橄榄岩相厚度的 1/2－3/4。致密块状矿体呈不规则状产于岩体的下部和西侧，并非岩体的最底部，可以刺穿浸染状矿体，也可以与岩体围岩或橄榄岩直接接触。矿石主要硫化物有磁黄铁矿、镍黄铁矿和黄铜矿。

上述特点说明力马河矿床类似于金川矿床，为硫化物“深部熔离－贯入成矿”的产物。

(2) 杨柳坪铜镍铂族元素硫化物矿床

杨柳坪矿床位于火成岩省北缘，产于镁铁－超镁铁岩席的下部，该岩席顺层侵入泥盆－二叠系

*受国家自然科学基金项目（40373030）及中国科学院“百人计划”资助

地层，岩席长约 2500 m，厚度小于 300 m。岩体从下向上由蛇纹石岩、滑石岩、次闪石岩和变质辉长岩构成，恢复原岩为橄榄岩、橄榄辉石岩、单辉岩和辉长岩，显示出良好的结晶分异系列。主矿体由浸染状矿石构成，呈层状产于岩体的下部。矿体中硫化物含量向下逐渐增加，透镜状致密块状矿体产于浸染状矿体底部或岩体底板裂隙中。主要硫化物包括磁黄铁矿、镍黄铁矿和黄铜矿，块状矿石中还发现砷铂矿、锑铋碲钯矿、铋碲钯矿、辉砷钴矿等铂族元素矿物和含 PGE 矿物（四川省地质调查院 2001; Song 2004）。

上覆峨眉山玄武岩分为三个段，中岩段 PGE 强烈亏损。一系列地球化学特征显示出玄武岩中 PGE 的亏损与杨柳坪 Ni-Cu-(PGE)硫化物的聚集成矿有关（Song et al. 2003, 2004），这些特征类似于 Noril'sk 矿床的成矿作用，为熔离的硫化物在作为岩浆通道的岩席中沉降聚集的结果。

(3) 红格钒钛磁铁矿矿床

红格岩体出露面积大于 60 km^2，自下而上由橄辉岩带、辉石岩带和辉长岩带组成。辉石岩带和辉长岩带中均赋存多层浸染状的钒钛磁铁矿矿体，矿体厚度为 14－140 m,其中又以辉石岩带中矿体最为重要。红格矿床的储量为 FeO_T 18.3 亿吨, TiO_2 1.96 亿 吨，$V_2O_5$0.15 亿 吨, 平均品位为 FeO_T 27.04 wt%, TiO_2 10.57 wt% V_2O_5 0.24 wt% （姚培慧等，1993）。矿石矿物主要为含钒、钛磁铁矿和钛铁矿。矿石构造以浸染状、斑杂状、条带状为主，少数为致密块状构造。红格岩体每一旋回岩石结构构造、化学成分等都显示多级韵律变化，而各旋回界限处表现为突变，反映出岩浆多次补给以及岩浆结晶分异过程的周期性变化的特点（刘杖等，1985；张云湘等，1988；Zhong et al., 2002; 2003; 2004）。

红格岩体与峨眉山玄武岩空间上密切共生，且基本上同时形成（Zhou et al., 2002; 钟宏未发表数据）。附近剥蚀残留的龙帚山、大黑山玄武岩厚度也远大于攀西其它地区，岩体的微量元素、Sr-Nd 同位素地球化学与相邻峨眉山玄武岩也具有相似性，说明该岩体很可能处于大量玄武岩浆向上运移的通道，成矿过程有大量玄武岩浆的参与（Zhong et al., 2003; 2004）。

结论

上述实例说明在峨眉大火成岩省，岩浆通道不但对于岩浆硫化物矿床的形成具有重要意义，对于钒钛磁铁矿也同样重要。首先，岩浆通道可以为大量硫化物的熔离聚集提供非常好的空间（杨柳坪矿床）；其次，岩浆通道也可以成为含大量硫化物岩浆的定位空间（力马河矿床）；第三，岩浆通道也可以为钒钛磁铁矿的聚集提供良好的环境条件（红格矿床）。

主要参考文献

刘杖, 沈发奎, 张光宗，1985,攀西地区层状侵入体（张云湘主编）: 中国攀西裂谷文集(1), 北京, 地质出版社

张云湘, 骆耀南, 杨崇喜等，1988, 攀西裂谷, 北京, 地质出版社.

He B, Xu YG, Chung SL, Xiao L, and Wang YM，2003，Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts, Earth Planetary Sciences Letters, 213, 391-405

Song XY, Zhou MF, and Cao ZM, 2004, Genetic Relationships Between Base metal Sulfides and Platinum-Group Minerals in the Yangliuping Ni-Cu-(PGE) Sulfide Deposit, Southwestern China. The Canadian Mineralogist, 42, 469-483

Song XY, Zhou MF, Cao ZM, Sun M, and Wang YL，2003，Ni–Cu–(PGE) magmatic sulfide deposits in the Yangliuping area, Permian Emeishan igneous province, SW China. Mineralium Deposita, 38, 831-843

Xu YG, Chung SL, Jahn BM, and Wu GY,2001, Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China, Lithos, 58: 145-168

Zhong H, Yao Y, and Hu S F, 2003, Trace-element and Sr-Nd isotopic geochemistry of the PGE-bearing Hongge layered intrusion, southwestern China, International Geology Review, 45 (4), 371-382

Zhong H, Yao Y, Prevec SA, and Wilson, 2004, Trace-element and Sr-Nd isotopic geochemistry of the PGE-bearing Xinjie layered intrusion in SW China, Chemical Geology, 203, 237-252

Zhong H, Zhou XH, and Zhou MF, 2002, Platinum-group element geochemistry of the Hongge Fe-V-Ti deposit in the Pan-Xi Area, southwestern China, Mineralium Deposita, 37, 226-239

Zhou MF, Malpas J, and Song XY, 2002, A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction, Earth Planetary Sciences Letters, 196, 113-122

金云母中 alpha 反冲径迹的退火行为

[1]高绍凯 袁万明 董金泉 保增宽 王世成
中国科学院高能物理研究所核分析技术重点实验室，北京，100049

与裂变径迹定年一样，利用 alpha 反冲径迹也可以定年，而研究其退火行为是建立定年方法的必需内容。然而，目前此项研究是 alpha 反冲径迹定年技术的一个难题，原因在于矿物中 U、Th 含量不均匀，导致显微镜下不同的观测区域其径迹面密度可能不同，从而难以得到有效的退火率。本实验通过改进多项实验技术，解决多个难点，已经完成一系列实验，不仅获得至关重要的 alpha 反冲径迹退火带温度成果，而且总结出可使 alpha 反冲径迹定年走向实用的实验技术。

放射性元素 U 和 Th 在矿物中主要作为痕量元素而存在，其同位素 ^{238}U、^{235}U 和 ^{232}Th 以及衰变系列的其它一些子核通过 α 衰变而分解。在从 ^{238}U 到 ^{206}Pb 的衰变过程中释放 8 个 α 粒子，从 ^{235}U 到 ^{207}Pb 释放 7 个 α 粒子，从 ^{232}Th 到 ^{208}Pb 释放 6 个 α 粒子。在重复的 α 分解过程中，几个 Mev 的能量被释放，其主要作为发射的 α 粒子动能。根据动量守恒，剩余核受到反冲，其能量与其质量成反比，在 U、Th 衰变链中，α 粒子的质量数是 4，反冲核的质量数是 200 多，所以 α 反冲核的能量是总衰变能的 2%左右，大约为 170kev,每个核为 0.7kev 左右。在固体中，反冲核的反冲范围约为 30～40nm，其通过核周围晶格原子的弹性碰撞损失了动能，留下辐射损伤的痕迹，通过化学蚀刻，这些痕迹被扩大，从而变为在相干涉反差[2]显微镜下可以观测的 α 反冲径迹（图 1）。到目前为止，α 反冲径迹只能在云母的节理面上观测到，这也许和云母在蚀刻时高度各向异性有关。

和裂变径迹形成过程中由裂变碎片和重离子所形成的大辐射损伤相比，ARTs 由微弱辐射损伤形成，其形成机制不同。矿物中 alpha 反冲径迹普遍被接受的形成机制是由 Fleischer et al(1965)和 Fleischer(1980)提出的“离子爆炸尖峰理论”。在给定温度下，金云母中 α 反冲径迹全退火时间要比自发裂变径迹全退火时间低一个数量级左右，这种差异由在裂变径迹中心和 α 反冲径迹中心辐射损伤程度不同造成。α 反冲径迹和裂变径迹封闭温度的不同对于可记录两种径迹的地质样品热历史确定非常有用。比较单研究裂变径迹的退火行为，样品的冷却历史可延伸到一个更低的温度范围

本实验中，准备采集于东北镜泊湖蛤蟆塘 12 号火山口同一位置的金云母样品进行退火实验。样品分为两组，进行不同退火方法的实验过程。

在退火实验一中，制备金云母样品，依次编号，将其放入坩埚内，将 1 号样品放入恒温炉内于 250±1℃恒温加热一定时间，取出。保证样品表面清洁平整，将其用树脂胶固定于耐 HF 酸的聚四氟乙烯板上，在 25±1℃下放入 HF 酸中蚀刻，计数径迹，绘制径迹增长数和蚀刻时间的曲线。将 2 号样品放入恒温炉，重复以上步骤，依此类推。

图 2 所示，在 250° C 下依次延长退火时间，蚀刻后得到单位时间内面密度的增加是没有规律性的，其原因是因为不同样品中径迹数目的底值不同，即：不同样品或者同一样品不同观测区域，其径迹密度可能不一致。这和蚀刻实验中所得到的结果一致。因此，无法得到有效的退火率。

在退火实验二中，制备金云母样品，保证样品表面清洁平整，在样品表面做直角标记（图 3），样品放于表面平整的任意支撑物上，在其上标出样品轮廓。将样品放入塑料容器中在 25±1℃下于 4%的 HF 酸中蚀刻，重复三次，每次都取出样品放于显微镜下观测直角内侧的区域，并校正位置变

[1]作者简介：高绍凯，1981 年生，研究方向：裂变径迹方法学及其应用。
国家自然科学基金资助项目（40072068，10175076，10475093）；国家重点基础研究发展规划项目（2001CB409804）

动误差，使每次观测位置固定，计数径迹初始增长数作为径迹数目的底值，做径迹数对蚀刻时间的直线图,得到斜率。将样品放于石英舟中于管式电炉中恒温加热。取出样品在常温下冷却，重复前述蚀刻和计数步骤。

图 3 所示：随着退火时间的增加，样品的退火率逐渐增加，alpha 反冲径迹的退火率受温度的影响极大，且在相应的温度下，其退火速率要比裂变径迹快的多。在退火初始阶段，退火率随时间变化较小。在退火图中等退火率点呈线性关系，因此，将这些点连接，外推到地质时间，可以确定样品的受热历史（图 4）。本实验中，通过外延到地质时间 1Ma，在 50％～100％的退火带中，样品的大致退火温度为：27℃～41℃, 外推到地质时间 100000a 时，在 50％～100％的退火带中，样品的大致退火温度为：42℃～58℃，外推到地质时间 10000a 时，在 50％～100％的退火带中，样品的大致退火温度为：61℃～80℃。

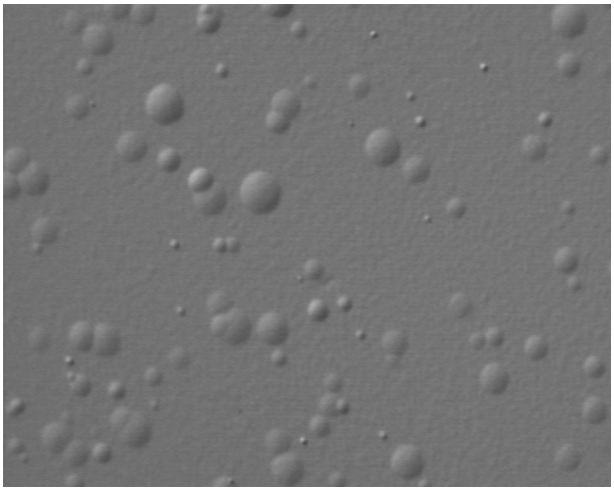


图 1 黑云母的α反冲径迹, 4%HF 25℃ 蚀刻 150min
Fig.1 ARTs in biotite, etching for 150 minutes in 4%HF acid on 25℃

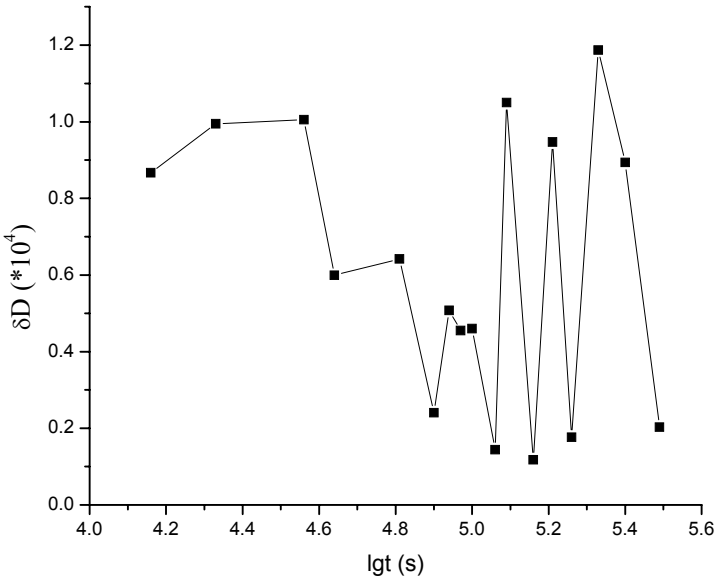


图 2 样品在 250° C 下的 lgt 对 δD 图 （δD 为单位时间内面密度的增量，单位为： （N/cm^{2}min）
Fig.2. Plot of the samples annealed under 250℃ describing lgt versus δD

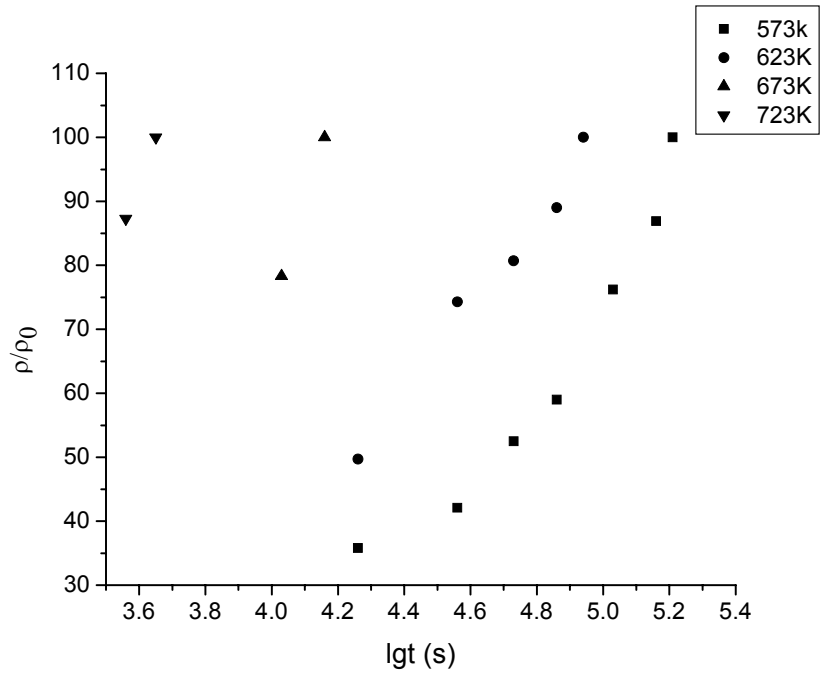


图 3 样品分别在 300℃、350℃、 400℃和 450℃下的 lgt 对 ρ/ρ_0 图

Fig.3 plot of samples annealed under 300℃, 350℃, 400℃, 450℃ respectively describing lgt versus ρ/ρ_0

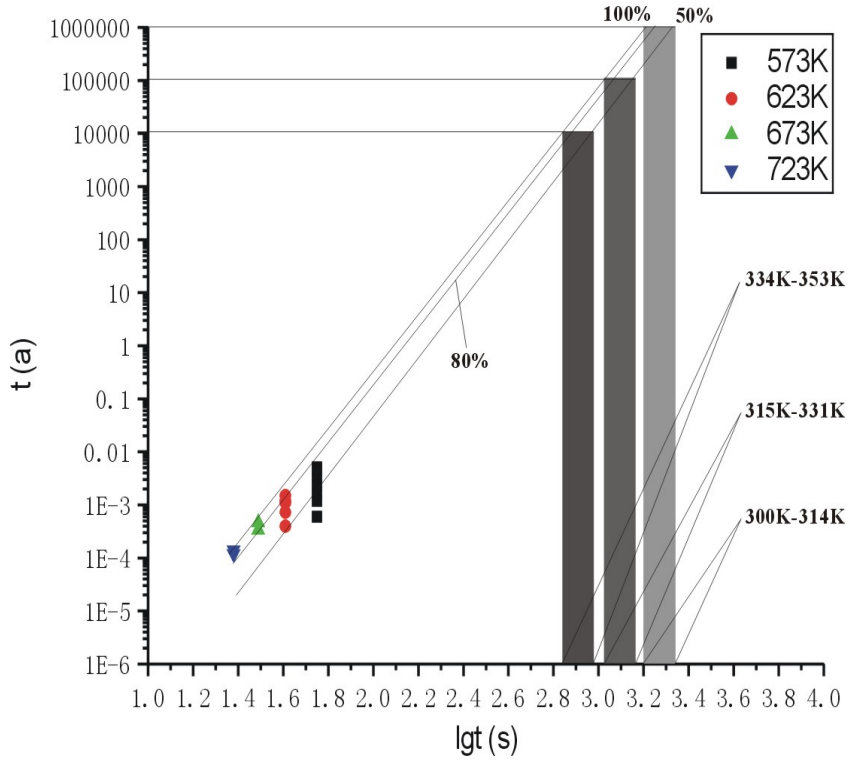


图 4 alpha 反冲径迹的 1/T 对 t 图

Fig.4. plot of alpha recoil tracks describing 1/T versus t

大兴安岭北部中生代火山岩地球化学特征及 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年代学研究

武广[1,2]　朱群[2]　李之彤[2]　王希今[2]　王宏博[2]　李广远[2]　庞庆帮[2]
（1.吉林大学地球科学学院，吉林 长春　130026；2.沈阳地质矿产研究所，辽宁 沈阳　110032）

1　引言

大兴安岭北部中生代火山岩分布广泛，并延伸到蒙古和俄罗斯境内，与该区大型、超大型有色、贵金属矿床的形成关系密切。但长期以来，对大兴安岭火山岩缺少可靠的高精度年代学数据，有关火山岩成因和大地构造背景更是众说纷纭，不同学者提出了太平洋板块俯冲作用（赵海玲等，1998）、裂谷作用（臧尧龄等，1993）、边缘陆块作用（王成善等，1993）、地幔柱（林强等，1998）、太平洋板块斜向俯冲导致的走滑剪切作用（吴福元等，1994）、岩石圈拆沉—去根作用（邓晋福等，1996）等观点。由此可见，对该区火山岩成因和形成的大地构造环境仍有较大分歧和疑义。火山岩基础地质研究工作的薄弱，已严重影响了该区的找矿和矿产勘查工作。本文将报道笔者近年来有关大兴安岭北部中生代火山岩地球化学数据及 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年代学研究成果，希望起到抛砖引玉的作用。

2　火山岩岩石类型

大兴安岭北部中生代火山岩岩石类型繁多，从基性至酸性和偏碱性都有出露，包括熔岩、火山碎屑岩和次火山岩。中生代火山岩系可划分为塔木兰沟组、上库力组和伊列克得组，见表 1。

表 1　大兴安岭北部中生代火山岩主要岩石类型

期次	岩石类型				特征
	熔岩类	正常火山碎屑岩类	火山—沉积碎屑岩类	次火山岩类	
伊列克得	橄榄玄武岩、玄武粗安岩、粗安岩、粗面玄武岩	粗安质角砾凝灰岩		粗安岩、玄武安山岩、闪长玢岩	以熔岩为主
上库力	流纹岩、流纹英安岩、英安岩、粗面英安岩	流纹质（熔结）火山碎屑岩	凝灰砂岩、含砾凝灰砂岩	流纹斑岩、花岗斑岩、英安岩、石英斑岩	火山碎屑岩、熔岩为主
塔木兰沟	橄榄玄武岩、玄武粗安岩、粗安岩、粗面玄武岩	玄武粗安质、粗安质（安山质）火山碎屑岩	粗安质沉凝灰岩、钙质火山灰凝灰岩	粗安岩、玄武粗安岩、玄武岩	以熔岩为主

3　火山岩地球化学特征

3.1　主量元素特征

塔木兰沟组火山岩主量元素去烧失量归一后样品的 SiO_2 含量介于 52.62～64.69%，Al_2O_3 含量介于 16.17～18.65%之间，TiO_2 含量介于 0.71～1.82%，Na_2O/K_2O 介于 0.52～1.91，平均为 1.28。火山岩具有高铝、高钠特点，其 TiO_2 含量低于典型裂谷玄武岩（TiO_2=2.2%）。上库力组火山岩主量元素去烧失量归一后样品的 SiO_2 含量介于 61.51～77.78%，Al_2O_3 含量介于 11.74～17.54%之间，TiO_2 含量介于 0.09～0.80%，Na_2O/K_2O 介于 0.72～1.41，平均为 0.96。岩石具高硅、高钾、低钛、富碱特征。与塔木兰沟组火山岩相比，上库力组火山岩的 SiO_2(w%)含量明显增高，而 Al_2O_3(w%)、TiO_2(w%)含量和 Na_2O/K_2O 比值明显降低。伊列克得组火山岩主量元素去烧失量归一后样品的 SiO_2 含量介于 52.88～66.61%，Al_2O_3 含量介于 15.91～19.98%之间，TiO_2 含量介于 0.83～1.63%，Na_2O/K_2O 介于 1.10～3.45，平均为 1.95。总体上反映出高铝、高钠特点，与塔木兰沟组火山岩主量元素特征极

为相似。

在 SiO_2—K_2O 图解（图略）中，塔木兰沟组火山岩落入高钾钙碱性系列和橄榄安粗岩系列区域，里特曼指数 δ 值（2.69～5.61），平均为 3.97，表明火山岩为钙碱性与碱性过渡类型。上库力组火山岩主要为高钾钙碱性系列，有少数样品落入橄榄安粗岩系列和钙碱性系列区域，里特曼指数 δ 介于 0.72～5.39 之间，平均为 2.69，多数小于 3.3，表明火山岩以钙碱性为主。伊列克得组火山岩主要为高钾钙碱性系列，少数样品属钙碱性岩石系列，里特曼指数 δ 值（2.75～4.91），平均为 3.45，表明伊列克得组火山岩为钙碱性与碱性过渡类型。

3.2 稀土元素特征

塔木兰沟组火山岩稀土元素总量为 102.01～313.78×10^{-6}，平均值为 189.70×10^{-6}。δEu 介于 0.48～0.84 之间，平均 0.73，具弱的 Eu 负异常。$(La/Yb)_N$ 介于 9.23～32.08 之间，平均 19.99，稀土元素分馏明显。稀土配分曲线为轻稀土富集型(图略)。上库力组火山岩稀土元素总量为 97.43～173.99×10^{-6}，平均值为 144.02×10^{-6}。δEu 介于 0.20～0.85 之间，平均 0.59，具中等程度的 Eu 负异常。$(La/Yb)_N$ 介于 17.48～42.01 之间，平均 27.33，轻重稀土分馏明显，但重稀土曲线近水平。稀土配分曲线为轻稀土富集型（图略）。稀土元素曲线特征表明源区可能残留角闪石。伊列克得组火山岩稀土元素总量为 130.19～215.60×10^{-6}，平均值为 163.30×10^{-6}。δEu 介于 0.67～1.04 之间，平均 0.86，无 Eu 异常。$(La/Yb)_N$ 介于 9.46～46.52 之间，平均 25.20，轻稀土富集，重稀土亏损。稀土配分曲线右倾，曲线较平直（图略）。说明源区残留石榴石。

火山岩稀土元素特征表明，塔木兰沟组、上库力组和伊列克得组火山岩的稀土总量变化不大，但上库力组火山岩具有较为明显的 Eu 负异常，而塔木兰沟组和伊列克得组火山岩 Eu 负异常不明显，或具有微弱的 Eu 负异常。塔木兰沟组和伊列克得组稀土元素配分曲线较为平直，轻重稀土均发生分馏作用，而上库力期火山岩轻重稀土分馏更为明显，但重稀土本身未发生分馏。

3.3 微量元素特征

在原始地幔标准化归一的微量元素蛛网图（图略）中，塔木兰沟组火山岩高度富集 Rb，Ba 和 K 等大离子亲石元素（LILE）和轻稀土元素，部分富集 Sr 和 Zr，明显亏损 Nb，Ta，P，Hf 和 Ti 等高场强元素（HFSE）和重稀土元素。Th/Ta=2.22～15.29（＞1.6），Ta/Hf=0.15～0.22(＞0.1)，为大陆板内环境火山岩。Zr/Hf=39.50～52.79，远高于陆壳值(11)，也高于原始地幔值(36.27)。上库力组火山岩高度富集 Rb，Ba，Th，U 和 K 等大离子亲石元素和轻稀土元素，Zr 和 Hf 略有富集，明显亏损 Nb，Ta，P 和 Ti 等高场强元素和重稀土元素。Th/Ta=6.50～12.74，Ta/Hf=0.12～0.64，为大陆板内环境火山岩。Zr/Hf=26.45～46.30，远高于陆壳值，而接近原始地幔值。伊列克得组火山岩富集 Ba，Th，U 和 K 等大离子亲石元素和轻稀土元素，明显亏损 Nb，Ta，P 和 Ti 等高场强元素和重稀土元素。Th/Ta=3.19～15.44，Ta/Hf=0.17～0.39，为大陆板内环境火山岩。Zr/Hf=29.41～47.78，远高于陆壳值，接近原始地幔值。

4 火山岩 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年代学研究

由于缺乏可靠的同位素年代学资料，大兴安岭北部中生代火山岩形成时代存在较大争议。本次研究工作，笔者在呼中区宏伟林场—呼中林场—东方红林场测制了塔木兰沟组、上库力组和伊列克得组火山岩剖面，选取 2 件新鲜岩石进行了全岩 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 阶段升温定年。样品由中国地质科学院地质研究所 Ar-Ar 开放实验室测定。

样品 HP11 采自呼中区东方红林场，为塔木兰沟组安山玄武岩。13 个温度阶段组成一个微受扰

动的年龄谱（图 1(a)），总气体年龄为 118.09 Ma。其中 950～1400℃的 8 个阶段组成了一个平坦的年龄坪，坪年龄为 121.16±0.98 Ma，对应了 69.35%的 ^{39}Ar 析出量。相应的 $^{39}Ar/^{36}Ar$—$^{40}Ar/^{39}Ar$ 等时线年龄为 122.2±2.7 Ma（MSWD=0.24，图 1(b)），等时线年龄和坪年龄基本一致。$^{40}Ar/^{36}Ar$ 初始比值为 274±51，低于尼尔值，说明岩石存在放射性成因 ^{40}Ar 丢失。但上述等时线年龄和坪年龄基本代表了岩石的形成时代，即塔木兰沟期火山岩形成于 121.16～122.2 Ma 左右。这一年龄表明塔木兰沟组火山岩可能形成于早白垩世，而不是前人认为的晚侏罗世（黑龙江省区域地质志，1993）。

样品 HP3A 采自呼中区宏伟林场，为伊列克得组安山玄武岩。12 个温度阶段组成一个年龄谱（图 2(a)），总气体年龄为 126.7 Ma。其中 1050～1400℃的 6 个阶段组成了一个平坦的年龄坪，坪年龄为 116.7±1.0 Ma，对应了 35.5%的 ^{39}Ar 析出量。相应的 $^{39}Ar/^{36}Ar$—$^{40}Ar/^{39}Ar$ 等时线年龄为 116.7±2.5 Ma（MSWD=0.031，图 2(b)），$^{40}Ar/^{36}Ar$ 初始比值为 296±45。等时线年龄和坪年龄完全一致及 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 初始比值和尼尔值一致的事实表明，116.7 Ma 的全岩 Ar—Ar 坪年龄具有地质意义，其年龄值代表了伊列克得期火山岩的形成时代。

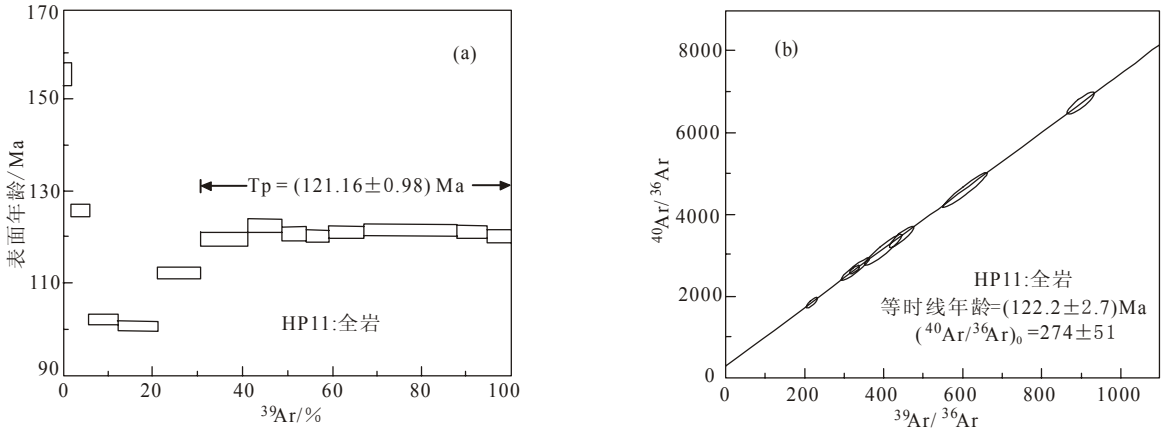


图 1 塔木兰沟组安山玄武岩全岩 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 阶段升温年龄谱图(a)和 $^{39}Ar/^{36}Ar$-$^{40}Ar/^{36}Ar$ 等时线图(b)

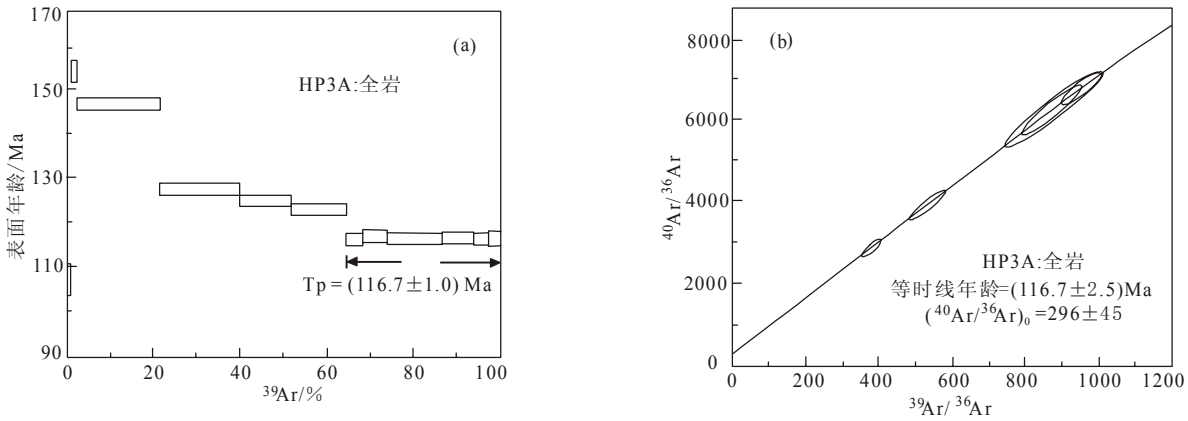


图 2 伊列克得组安山玄武岩全岩 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 阶段升温年龄谱图(a)和 $^{39}Ar/^{36}Ar$-$^{40}Ar/^{36}Ar$ 等时线图(b)

5 结论

大兴安岭北部中生代火山岩由塔木兰沟组、上库力组和伊列克得组构成。塔木兰沟组和伊列克得组为中基性岩石组合，主要岩石类型为橄榄玄武岩、玄武粗安岩、粗安岩和粗面玄武岩；上库力组为酸性火山岩，主要岩石类型为流纹岩、流纹英安岩、英安岩、粗面英安岩。大兴安岭北部中生代火山岩形成于大陆板内环境。塔木兰沟组安山玄武岩全岩 Ar—Ar 坪年龄为 121.16±0.98 Ma，

$^{39}Ar/^{36}Ar—^{40}Ar/^{39}Ar$ 等时线年龄为 122.2±2.7 Ma；伊列克得组安山玄武岩全岩 Ar—Ar 坪年龄为 116.7±1.0 Ma，$^{39}Ar/^{36}Ar—^{40}Ar/^{39}Ar$ 等时线年龄为 116.7±2.5 Ma。

附中文参考文献

邓晋福，刘厚祥，赵海玲，等．1996．燕辽地区燕山期火成岩与造山模型．现代地质，10（2）：137-148

黑龙江省地质矿产局. 1993．黑龙江省区域地质志.北京:地质出版社.260-263

林强，葛文春，孙德有，等．1998．中国东北地区中生代火山岩的大陆构造意义．地质科学，33（2）：129-139

王成善，赵治超，程学儒，等．1993．边缘陆块型火山岩的建立与大陆边缘涌动构造．成都地质学院学报，20（4）：55-66

吴福元，葛文春，孙德有．1994．走滑构造及对中国东部中生代地质研究的意义．世界地质，13（1）：105-112

臧尧龄，刘志英，姜应星，等．1993．中国东北部火山岩带多重岩系叠加性及其成因和演化．见：李兆鼐，王碧香主编．火山岩、火山作用及有关矿产．第二届全国火山岩会议，天津，1993．北京：地质出版社.85-91

赵海玲，邓晋福，陈发景，等．1998．中国东北地区中生代火山岩石学特征与盆地形成．现代地质，12（1）：56-61

华北和华南中生代高 Sr 低 Yb 和低 Sr 高 Yb 型花岗岩的对比及其地质意义

张旗[1] 王元龙[1] 金惟俊[1] 李承东[2] 王焰[3] 贾秀勤[4] 韩松[4]
1 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029
2 中国地质调查局天津地质矿产研究所, 天津 300170
3 香港大学地球科学系，香港
4 中国科学院高能物理研究所，北京 100039
（张旗的 emal 地址：zhangqi@mail.igcas.ac.cn）

中国东部晚中生代时期（主要是晚侏罗世－早白垩世）出现大量的中酸性岩浆岩，分布在北起大兴安岭、南达海南岛、西至山西－陕西东端－鄂西－湘西－桂西、东抵东海和朝鲜半岛的广大地区。从北向南可以大致分为 3 个岩区，即：东北区、华北区和华南区。华北区和东北区大致以华北地块北缘为界，华北与华南区的界线大致沿长江南侧分布。作者考察了上述 3 个岩区花岗岩的地球化学特征，发现如果以 Sr 和 Yb 的含量为指标，华北区明显不同于华南和东北区：华北主要分布的是高 Sr 低 Yb 类型的花岗岩（大体相当于埃达克岩），而东北和华南区则以发育低 Sr 高 Yb 型花岗岩为特征。虽然高 Sr 低 Yb 和低 Sr 高 Yb 两类花岗岩具有不同的地球化学性质，但是，它们也有某些共同的特征，例如它们大都是 I 型的，属于钙碱性－高钾钙碱系列。

研究表明，中酸性岩浆岩（包括 SiO2>56%的中酸性火山岩和侵入岩）的 Sr 和 Yb 是 2 个非常有意义的地球化学指标。如果大致按照 Sr＝400 μg/g 和 Yb＝2 μg/g 为标志，从理论上可以划分出 4 类花岗岩，即：高 Sr 低 Yb（Sr>400 μg/g ，Yb<2 μg/g）、低 Sr 低 Yb（Sr<400 μg/g，Yb<2 μg/g）、低 Sr 高 Yb（Sr<400 μg/g，Yb>2 μg/g）和高 Sr 高 Yb 型（Sr>400 μg/g ，Yb>2 μg/g）型花岗岩。根据花岗岩在地球上的分布以及在中国东部晚中生代的产出情况，以高 Sr 低 Yb 和低 Sr 高 Yb 两类花岗岩出露最广，低 Sr 低 Yb 型分布很少，而高 Sr 高 Yb 型花岗岩十分罕见。

高 Sr 低 Yb 型花岗岩（Sr>400 μg/g, Yb <2 μg/g）的地球化学特征大体相当于埃达克岩。埃达克岩以 SiO_2>56%, Al_2O_3>15%, Sr>400 μg/g, LREE 富集，HREE 亏损，Yb<1.9 μg/g，Y<18 μg/g，无明显的负铕异常为标志。岩石类型多样，与其源岩性质、部分熔融程度及形成的温压条件有关。低 Sr 高 Yb 型花岗岩的 Sr 大多<400 μg/g，Yb 大多>2 μg/g。从广义的角度，低 Sr 高 Yb 型的种类比较多，包括钙碱性、高钾钙碱性、A 型花岗岩（或淡色花岗岩）以及 M 型花岗岩等等。按照 REE 分布似乎可以分为右倾型和“燕式”的 2 类：前者为 LREE 富集型，HREE 相对亏损（Yb>2 μg/g，因此，HREE 仍然比高 Sr 低 Yb 型的富集），有弱或中等的负铕异常，如华南和东北的高钾钙碱性花岗岩；后者 HREE 富集或非常富集（可以略低于或高于 LREE），有非常明显的负铕异常，贫 Al_2O_3，Sr 含量非常低（很少超过 100 μg/g），许多 A 型花岗岩（包括华北和华南）以及与蛇绿岩有关的 M 型花岗岩属于这一类。本文的讨论不涉及 A 和 M 型花岗岩。

华北埃达克岩与环太平洋埃达克岩在Si、Al、Sr、MgO、Y和Yb以及Eu异常等指标上大体是可以类比的。但是，与环太平洋的埃达克岩比较，中国东部埃达克岩更富K_2O和I_{Sr}，而εNd偏低，例如：Na_2O/K_2O≥1，I_{Sr}>0.704，εNd<0（很少>0），属于高钾钙碱性类型的埃达克岩（high-K calc-alkaline adakite, HKCAA，张旗等，2004）。此外，华北花岗岩的$(La/Yb)_N$值相对较高；尽管Sr含量（376－1535 μg/g）与典型的埃达克岩相当，但是，由于华北La相对较高，在微量元素蛛网图上Sr为较弱的正异常，少数甚至为Sr负异常；在K_2O-SiO_2图上中国东部埃达克质岩主要落于高钾钙碱性系列，部分落入钾玄岩及钙碱性系列；Al_2O_3含量较低（平均16 %，典型的埃达克岩为17.1 %），类似太古代高铝TTG（平均15.7 %）；$Mg^{\#}$值较低；具较平坦的HREE配分模式，Y/Yb比值主要变化于8-15之间，平均12，接近于球粒陨石值10（葛小月等，2002；吴福元等，2002）。

华南中生代中酸性岩浆活动遍及华南各省，主要分布在浙闽粤赣，次为湘桂地区，分布宽度达 500 km（王德滋等，2000）。晚中生代的华南花岗岩普遍贫 Sr 富 Nb、Ta 和 Yb，REE 分布为 LREE 富集型的，La_N/Yb_N 较低，具弱或中等的负铕异常。据谢家莹等（1996）的资料，中国东南大陆 Sr 的平均值约为 260 μg/g（谢家莹等，1996，表 5－3），据李武显等（2000）统计，浙闽地区平均的 Sr 含量在 395 μg/g（英安岩/花岗闪长岩）和 117 μg/g（流纹岩/花岗岩）之间，上述岩石平均的 Ta＝0.76-1.69 μg/g，Nb＝11-25 μg/g，Yb=1.85-4.18 μg/g，LaN/YbN＝12-7，Eu/Eu*=0.78-0.31（李武显等，2000）。

高温高压实验表明，地幔橄榄岩的部分熔融不能直接产生花岗岩类岩浆，只能形成玄武质岩浆；而玄武质岩石的部分熔融可产生英云闪长质－奥长花岗质－花岗闪长质的岩浆组合，英云闪长质和奥

长花岗质岩石的部分熔融可产生花岗质岩浆。同时，压力不同，玄武质岩石部分熔融的源区残留物不同。一般来说，在较低的压力(≤1.0 GPa)下，残留麻粒岩相的矿物组合；在较高的压力(≥1.5 Gpa)下，残留榴辉岩相矿物组合。岩浆液相线多元矿物饱和实验也表明，在 1.5 GPa 的压力条件下，英云闪长岩－奥长花岗质岩浆与榴辉岩相矿物组合平衡，证明其源岩是玄武质的，而不是地幔橄榄岩（肖庆辉等，2003）。实验表明，只要满足一定的温压条件，即可形成埃达克岩，而与其产出的环境无关（Rapp et al., 1995）。众多地质事实表明，熔融源区压力是决定 Sr 和 HREE（Yb）、Ti、Nb 和 Ta 在花岗岩中行为的基本控制因素。不论是热洋壳还是冷洋壳的熔融还是加厚陆壳的熔融，不论源岩成分是中酸性还是基性的，只要源区压力足够大，使得源岩中大部分斜长石和一定量角闪石发生分解，石榴石在残余固相中占有较大的比例（含角闪石的榴辉岩和/或无斜长石的石榴石角闪岩、麻粒岩或榴辉岩），通过脱水熔融即可形成具有高 Sr 低 Yb（埃达克岩）地球化学特征的岩石。Yb 是 HREE 的典型代表。高 Sr 低 Yb 花岗岩贫 Yb，反映受 HREE 分配系数 Kd>1 的矿物控制，石榴石就是符合这些条件的矿物之一，它可以稳定在地幔岩的高压条件下。可以说，石榴石是能够导致产生 LREE/HREE 强烈分离型式花岗岩的唯一的矿物相。

华北高 Sr 低 Yb 和华南低 Sr 高 Yb 花岗岩的 Nb 含量不同，前者强烈亏损 Nb 和 Ta，Nb 的丰度变化大，在 4－22 μg/g 之间。后者 Nb 含量较高，在 11－38 μg/g 之间（谢家莹等，1996；李武显等，2000；谢昕等，2003），在 Rb－Y+Nb 图和 Rb－Yb+Ta 图中落入板内－同碰撞和岛弧交汇区（谢家莹等，1996；Li, 2000; 王元龙等，2004）。究其原因，主要与源区残留相组成有关，高 Sr 低 Yb 花岗岩的残留相中有与石榴石伴生的富集 Nb、Ta 和 Ti 的金红石产出，由此导致熔融的花岗岩贫 Nb、Ta 和 Ti 等元素。实验研究表明，当玄武岩熔融形成含金红石的榴辉岩时，熔体强烈亏损 Nb 和 Ta（Rapp and Watson, 1995; Rapp et al. 2003）。

对东南沿海晚中生代花岗岩的成因存在不同的认识，主要争论在于是否与西太平洋的俯冲作用有关。坚持与西太平洋板块俯冲有关的还有俯冲与拉伸相结合和安底斯型活动大陆边缘的区别。反对与板块俯冲有关的观点认为可能与深部地幔柱的活动有关（引自王德滋等，2003）。华南酸性岩浆大规模发育，排除了由基性岩浆演化和结晶分离成因的可能性，华北亦然。鉴于花岗岩的化学成分主要受源岩性质而非其形成过程控制，李武显等（2000）认为，该区花岗岩应当为地壳深部含水的钙碱性－富钾钙碱性安山质玄武安山质火成变质岩石部分熔融形成的。研究表明，华南的底侵作用十分发育，是中国东南大陆边缘陆壳演化的重要过程（徐夕生等，1999）。

华北高 Sr 低 Yb 和华南低 Sr 高 Yb 花岗岩主要受花岗岩熔融源区深度的控制。如果这个结论是可以接受的，则可以引申出下述 3 点认识：1，华北和华南的地壳厚度不同；2，华北和华南的下地壳成分不同；3，华北经历了拆沉而华南没有。

1，华北和华南在晚中生代时的地壳厚度不同。华北发育高 Sr 低 Yb 花岗岩，说明岩浆来源深，地壳较厚，推测>40-50 km。华南以低 Sr 高 Yb 花岗岩为主，说明熔融留下的残留相为斜长角闪岩（或麻粒岩），无石榴石，暗示地壳较薄，推测可能<40 km。如果一个花岗岩基由不同的岩体组成，既有高 Sr 低 Yb 型的，也有低 Sr 高 Yb 型的，甚至有 A 型花岗岩，而且岩体侵位的时间相近，则该花岗岩基可能来自不同的深度岩体组成，有的来自加厚的下地壳底部，有的来自中或上地壳。

2，华北和华南晚中生代时的下地壳成分不同。华北较厚的下地壳熔融形成花岗岩后留下的残留相由榴辉岩组成，榴辉岩由于密度比地幔大从而被拆沉，留下的部分下地壳以及由中地壳转变来的一部分下地壳，其成分必定变得较为中性。而华南下地壳经历了广泛的部分熔融，地壳内部物质进行了大调整，使上地壳变得更加酸性，下地壳变得更加基性。但是，由于下地壳是由斜长角闪岩（或类似成分的麻粒岩）组成的，密度低于下伏的岩石圈地幔，不可能被拆沉，而漂浮在岩石圈地幔之上。故经历了中生代大规模岩浆事件的华北下地壳总体上是中性的，而华南应当是基性的。

3，华北经历了拆沉而华南没有。晚中生代时的华北地壳厚，下地壳由榴辉岩组成，可以发生拆沉；而华南地壳厚度较薄，下地壳由斜长角闪岩组成，无榴辉岩存在，因此，不可能发生拆沉。华北大规模的埃达克岩出现在 160－120 Ma 之间，在 120 Ma 以后，岩浆活动的规模大大降低了，说明在 120 Ma 之后，下地壳已经拆沉了，地壳厚度减薄，高原随之垮塌。华北下地壳发生部分熔融、花岗岩大规模形成的峰期时间是在早白垩世（约 125 Ma，Wu et al., 2005），由于花岗岩大规模地向上地壳转移，遂使留下的下地壳成分变得更加基性，榴辉岩的比例逐渐增加，使下地壳密度增加，最终导致拆沉。也就是说，大规模花岗岩活动是下地壳拆沉的前提，而非拆沉引发大规模的岩浆活动（张旗等，2003）。

华北与华南（及东北）晚中生代花岗岩的差异是明显的，本文只是作了一个初步的探讨，问题还很多。作者认为，仔细对比华北和华南及东北晚中生代时大规模产出的岩浆活动特征，深入揭示其所引发的地球动力学意义，是值得我们认真思考和研究的。

南岭西段花山—姑婆山 A1 型花岗质杂岩带

朱金初，张佩华，谢才富，杨策
南京大学地球科学系

花山—姑婆山侵入岩带位于南岭山系的西段，自西向东由同安、花山、牛庙、金子岭、乌羊山、里松和姑婆山等岩体所组成，东西长约 84 km，南北宽约 29 km，总出露面积接近 1300 km^2。在大地构造位置上，该岩带位于 NE 向的宁远—江华—平南深断裂带和南岭 WE 向两大深断裂带的交汇处，前者控制了湘南新田—宁远—道县一带侏罗纪玄武岩的分布，后者控制了南岭地区最醒目的一条东西向中生代花岗岩带。

系统的锆石U-Pb年代学研究表明，该岩带中牛庙闪长岩、同安石英二长岩、里松花岗岩、里松暗色包体、花山主体花岗岩和姑婆山主体花岗岩的侵位结晶年龄均限定在很窄的时间范围内（160~163 Ma），侵位年龄上的相近性和地球化学特征上的相似性，反映了它们在时间上、空间上、物质来源上、构造背景上和成岩机制上的密切联系。

本带岩浆岩以富碱、高钾、富含Rb、Pb、Th、U等大离子半径亲石元素（LILE）及富含REE、Y、Nb、Ta、Zr、Hf 等高场强元素 (HFSE) 为主要特征，且Y/Nb、Yb/Ta、Zr/Nb比值低、Nb/La比值较高。Nd、Sr同位素组成差别较小，I_{Sr}值在0.70472～0.70724范围内，εNd在+1.94～-3.21范围内，总体来说是一个以地幔物质略占优势的A1型碱性花岗质杂岩带。

本岩带的源区物质可能主要是经过交代和富集的具有OIB型微量元素特征的岩石圈地幔和下地壳。源区物质不同程度的熔融，导致了从基性、经中性、至超酸性的碱性和亚碱性岩浆的形成。熔融作用可能是多批次的和不同深度层次的，造成了不同性质的岩浆有充分的机会进行混合和相互作用。熔融岩浆随后不同程度的分离结晶和地壳混染，使不同类型岩石的地质和地球化学性质更加复杂化。

里松花岗岩中广泛存在的暗色包体是碱性的中基性岩浆与姑婆山主体花岗岩浆相互作用时不完全混合的残留物，它们是本岩带中最富含Nb、Zr、Y等微量元素的岩石类型，也为姑婆山花岗岩的元素地球化学特征打上特别富含Nb、Y等特色元素的烙印。

花山和姑婆山晚阶段细粒花岗岩小岩体结晶年龄为149~151 Ma，它们富含Rb、Ta、Cs、U、HREE、Y和Sn等元素，分别是花山和姑婆山主体花岗岩岩浆经长期的分离结晶和演化的产物。对于像花山、姑婆山这种性质和这样规模的岩浆体来说，其分离结晶和演化的时间大约可以延续10-13Ma。

中晚侏罗世之交是南岭地区发生强烈岩浆活动的高峰时段，在后造山阶段大陆地壳拉张减薄的构造环境下，软流圈地幔沿超壳深断裂的上涌和底侵，导致了强烈的壳幔相互作用，它既可为经过交代富集的具OIB特征的岩石圈地幔和大陆地壳的熔融提供必要的热能，也可为新形成的闪长质和花岗质的硅酸盐熔浆加进新的来自深部的地幔物质。

华南内陆燕山早期幔源岩浆的底侵作用与花岗岩的成因

付建明　谢才富　彭松柏
宜昌地质矿产研究所，湖北宜昌 443003

90 年代以来，在中国东南沿海地区相继发现了一些由火山岩带到地表的基性麻粒岩捕虏体（周新民等，1992；徐夕生等，1995）。它们是下地壳岩石碎块，代表了由上地幔部分熔融产生的基性岩浆底侵于下地壳的底部，在高温高压下经麻粒岩相变质形成的下地壳组分。这些麻粒岩捕虏体形成的变质年龄为 112Ma（徐夕生等，1999），与该区大规模火山-侵入杂岩的岩浆活动时代一致，从而把火成岩的形成与玄武岩浆底侵作用有机地联系了起来。

华南内陆湖南宁远-道县-新田一带分布的基性火山岩含有深源岩石包体。除了尖晶石二辉橄榄岩外，还有辉长岩、麻粒岩和片麻岩等中下地壳岩石包体。辉长岩形成年龄为 224±24 Ma（郭锋等，1997）；而其寄主玄武岩形成年龄在 174～147Ma 间（范蔚茗等，2003），显然辉长岩不是寄主玄武岩分异结晶的产物。辉长岩的 $\varepsilon_{ND}(t)$=8.8±0.6（郭锋等，1997）位于 MORB 源区的 ε_{ND} 范围，表明辉长岩浆来自软流圈地幔。另外，本区未见类似的辉长岩出露，显示早中生代时有辉长岩浆的底侵。基性麻粒岩包体主要为二辉麻粒岩，以含变质成因的紫苏辉石为特征。孔华等（2000）的研究工作表明，基性麻粒岩包体的形成年龄为 1767 Ma，变质年龄为 544 Ma，形成深度为 25km。由此证实，麻粒岩包体来源于下地壳，其源岩可能是中元古宙裂谷期底侵于下地壳，后经过 544 Ma 的构造-热事件，再由中生代喷发的火山岩带到地表的。上面的分析显示，中元古代以来华南内陆已存在多次基性岩浆的底侵作用。令人遗憾的是到目前为止，还没有发现与燕山早期巨量花岗岩相匹配的玄武岩浆底侵作用的直接证据-同时代基性麻粒岩。当然，这并不意味着本区不存在同期玄武岩浆底侵作用，这是因为中生代以来的基性岩浆活动在整个华南内陆都非常微弱，同时代的基性麻粒岩被带到地表的可能性就更小。实际上，通过仔细分析研究，本区也存在燕山早期玄武岩浆底侵作用的一些间接证据：

1．湖南骑田岭、诸广山南体、千里山、大义山、砂子岭和铜山岭、广东龙窝和广西花山、姑婆山等燕山早期花岗岩普遍含镁铁质微粒包体，其形成年龄与其寄主花岗岩接近。岩体的岩浆混合现象（作用）普遍（赵振华等，2000；朱金初等，1989）。这种大范围岩浆混合作用的原因可能就是玄武岩浆底侵作用的结果（王德滋等，2002）。汪相等（2003）通过对燕山早期的湖南丫江桥花岗岩（168Ma）锆石背散射图像和电子探针研究，发现在一些锆石内部存在另一种形态和成分不同的锆石晶体，它们是花岗质岩浆形成初期混入幔源岩浆结晶的产物（幔源锆石），从而确证花岗岩的形成与同期地幔岩浆的底侵作用有关，即地幔岩浆提供了热能和部分物质。

2．湖南道县虎子岩、宁远太阳山一带的中生代火山岩盆地中发育有呈岩筒或岩管状喷发的玄武岩，面积约 5 km^2，比较可靠的形成年龄在 174～147Ma 之间（范蔚茗等，2003），与燕山早期的花岗质岩石形成时代相近。这些玄武岩既有拉斑玄武岩又有碱性玄武岩，形成于板内构造环境（赵振华等，1998）。结合玄武岩的同位素组成特征：$^{87}Sr/^{86}Sr$=0.70457 和 $\delta^{18}O$=+13.58‰[91]以及 $^{143}Nd/^{144}$ Nd（0）=0.512944～0.513064 和 $\varepsilon_{Nd}(t)$=+6.9～+9.6（郭锋等，1997），它们可能来源于 MORB 源区。从整个华南内陆来看， 燕山早期基性火山岩系尤以赣南三南地区最为典型，面积最大，并构成双峰式火山岩（陈培荣等，1999）。另外，湘南长城岭也有 178Ma 左右的玄武岩（赵振华等，1998）。与该期玄武岩同期形成的基性岩脉和镁铁质侵入体，则主要分布在湖南江华-江永一带和桂东南地区（梁新权等，2003；范蔚茗等，2003）。与华南内陆燕山早期中酸性岩浆岩相比，同期镁铁质岩石规模小得多，这可能是因为镁铁质岩浆主要以岩床形式反复侵入并滞留于中、下地壳,仅少量上侵或喷出了

地表（Huppert 等，1988）。

3．沿北东向的“十-杭”（十万大山-杭州）低 T_{DM} 岩浆岩带（Gilder 等，1996；Chen 等，1998）或附近还分布有大量中生代的富钾质岩石或碱性岩石。如湘东南花岗闪长质小岩体（王岳军等，2001）、湘南玄武岩类（赵振华等，1998）、粤北的基性岩脉（李献华，1990）、桂东南的富钾质岩浆杂岩（郭新生等，2001）、粤西阳春钾玄质侵入岩（李献华，2001）等。板内钾玄质岩石和碱性岩的产生表明软流圈地幔上涌和岩石圈伸展减薄。显然，该带是中生代地质构造相对薄弱而伸展构造最强烈地方，有利于地幔上隆与幔源物质上升以及玄武岩浆底侵作用的发生。并且，以此地区为中心的地幔上涌还可能提供了中生代华南伸展拉张的原动力（梁新权等，2003）。

4．中地壳 11～16km 层次存在壳内低速层，其 Vp=6.09km/s，明显低于上覆层位的对应值（孔华等，2000）。王德滋等（2002）认为，它的存在可能是深部构造或热流体活动（地壳部分熔融或强烈的韧性剪切）的一个标志，多出现在活动强烈、物质表现为碱性玄武岩的区段，表明地下深处可能曾经存在过局部的壳内高密度深源岩浆体，即玄武岩浆底侵体。孔华等（2000）也有相似的看法，认为底侵的基性岩浆岩在相变过程中产生的热流体对形成低速层起了作用。尽管对低速层的形成目前还有不同的认识，但比较一致的认识是幔源岩浆的底侵可能起了重要作用。

初步分析表明，华南内陆花岗岩的形成与幔源基性岩浆的底侵作用密切相关：它一方面提供大量热量，促使岩石圈不同层圈，特别是地壳物质的部分熔融，形成大量的长英质岩浆；另一方面可能还提供了部分物质，区内出现大量高 ε_{Nd} 值、低 T_{DM} 岩浆岩就证明了这一点。如果基性岩浆注入到已部分结晶的长英质岩浆，此时长英质岩浆的粘度还比较小，但两种共存岩浆的粘度差已相当大，彼此之间已到了不能发生完全的化学混合形成均一的岩浆，只能发生机械混合的程度（Fernandez and Barbarin，1991）。未完全均匀混合的囊状镁铁质基性岩浆在长英质岩浆中淬冷结晶就形成了镁铁质微粒包体。

参考文献：

1.陈培荣,孔兴功,倪琦生,等.赣南燕山早期双峰式火山岩的厘定和意义.地质论评,1999,45(增刊):734-741
2.范蔚茗,王岳军,郭锋等.湘赣地区中生代镁铁质岩浆作用与岩石圈伸展.地学前缘,2003,10(3):159-169
3.郭锋,范蔚茗,林舸等.湘南道县辉长岩包体的年代学研究及成因探讨.科学通报, 1997,42(15):1661-1663
4.郭新生,陈江峰,张巽,等. 桂东南富钾岩浆杂岩的 Nd 同位素组成:华南中生代地幔物质上涌事件.岩石学报,2001,17(1):19-27
5.孔华,金振明,林源贤,等.道县玄武岩中麻粒岩包体的岩石学及年代学.长春科技大学学报, 2000,30(2):115-119
6.梁新权,范蔚茗,王岳军,等.湖南中生代陆内构造变形的深部过程:煌斑岩地球化学示踪.地球学报,2003,24(6):603-610
7.李献华.诸广山岩内中基性岩的成因初探-Sr、Nd、O同位素证据.科学通报，1990,35（16）：1247-1249
8.李献华,周汉文,刘颖,等.粤西阳春中生代钾玄质侵入岩及其构造意义:Ⅰ.岩石学和同位素地质年代学. 地球化学, 2001,29(6):513-520
9.王德滋,周新民.中国东南部晚中生代花岗质火山-侵入杂岩成因与地壳演化.北京:科学出版社, 2002.1-295
10.王岳军,范蔚茗,郭锋,等.湘东南中生代花岗闪长质小岩体的岩石地球化学特征.岩石学报,2001 17(1):169-175
11.汪相,W L Griffin,王志成,等.湖南丫江桥花岗岩中锆石的 Hf 同位素地球化学.科学通报,2003,48(4):379-382
12.徐夕生,周新民.广东麒麟玄武质角砾岩筒中岩石包体研究.岩石学报,1995,11(4): 441-448
13.徐夕生,周新民,O'Reilly S Y, 等.中国东南部下地壳物质与花岗岩成因探索.岩石学报，1999,15(2)217-223
14.赵振华,包志伟,张伯友,等.柿竹园超大型钨多金属矿床形成的壳幔作用背景.中国科学(D),2000,30(增刊),161-168
15.赵振华,包志伟,张伯友.湖南中生代玄武岩类地球化学特征.中国科学(D),1998,28(增刊): 7-14
16.朱金初,李向东,沈渭洲,等.广西花山复式花岗岩体成因的锶、钕和氧同位素研究.地质学报,1989,63(3):225-235
17.周新民,于津海,徐夕生.女山玄武岩中麻粒岩捕虏体的发现与意义.科学通报, 1992, 13:1118-1201
18.Chen JF and Jahn BM. Crustal evolution of southeastern China:Evidence from Nd and Sr isotopic compositions of rocks. Tectonophysics, 1998, 284:101-133
19.Fernandez A N, Barbarin B. Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: nature of resulting interaction processes and shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. In: Didier J and Barbarin B (eds), Enclaves and Granite Petrology. Elsevier, Amsterdam, 1991. 263-276
20.Huppert H E, Sparks R S J. The generation of granitic magma by intrusion of basalt into continental crust.J Petrol, 1988, 29:599-624
21.Gilder S A, Gill J B, Coe R S, et al. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of South China. J Geophys Res, 1996, 101(B7):16137-16154

海南岛早二叠世钾玄质侵入岩-强过铝花岗岩岩石组合的厘定及其地球动力学意义

谢才富[1,2] 朱金初[1] 丁式江[3] 付泰安[2] 李志宏[2] 张业明[2]
1-南京大学地球科学系，2-宜昌地质矿产研究所，3-海南地质矿产勘察开发局

海西期（华力西期）造山带在全球分布广泛、规模宏大，往往绵延几千公里，宽达几百—上千公里，其中包括有欧洲—非洲西北部的海西造山带，北美的阿巴拉契亚造山带，中亚-兴蒙造山带等。海西期造山事件对于显生宙唯一的超级大陆 Pangea(潘吉亚)的聚合起了决定性的作用。但是位于 Pangea 东部的华南和东南亚地区是否存在海西期造山事件？其具体表现如何？长期以来一直存在着激烈争论。最近作者在海南岛新发现了海西期（早二叠世）的钾玄质侵入岩和强过铝花岗岩组合，对该标志性岩石组合的研究，将为上述问题的解决提供重要依据。

这些钾玄质侵入岩分布于海南五指山东、西两侧山脚，见有 10 余个侵入体，出露总面积约 35km^2。据实际矿物含量，岩性主要为二长岩、石英闪长岩、石英二长闪长岩、石英二长岩及少量二长花岗岩脉。它们富钾(K_2O =2.9%~5.1%; K_2O/Na_2O=0.95~2.12)，明显富集大离子亲石元素和轻稀土元素，强烈亏损 Nb、Ta，($^{87}Sr/^{86}Sr)_I$ =0.70952~0.71162 而 εNd(t)=－7.1~－7.5，来源于 EMⅡ型地幔源区。采用 SHRIMP 锆石 U-Pb 法获得钾玄岩结晶年龄为 272±7 Ma。

强过铝花岗岩分布于五指山周边以及万宁县北部的新风岭一带，总面积近 270 km^2。岩性有石榴黑云（二云）花岗岩、含电气石黑云花岗岩、黑云母-二云母花岗岩等。用 SHRIMP 锆石 U-Pb 法获得的岩石结晶年龄分别为 278±7 Ma、276±4 Ma 和 270±10 Ma。强过铝花岗岩 A/CNK=1.11~1.35，Y 和重稀土含量低，轻、重稀土分异明显，（La/Yb）n 值高，石榴石花岗岩具有类似于埃达克岩的地球化学特点。表明它们熔融深度较大（>40km）。

上述钾玄质侵入岩与强过铝花岗岩空间上相伴，形成时代相近（278±7 Ma~270±10 Ma），构成钾玄岩-过铝花岗岩岩石组合。这一岩石组合在世界上典型造山带的后碰撞环境中普遍出现。由于海南早二叠世钾玄质侵入岩和强过铝花岗岩都普遍具有同侵位韧性变形构造，认为它们形成于后碰撞阶段早期(同逆冲期),标志着后碰撞的启动。其地球动力学机制可用板片断离模式解释。也即由于俯冲板片断离、热软流圈上涌，导致曾被俯冲带熔体交代富集的岩石圈地幔—含金云母方辉橄榄岩发生减压脱水熔融（熔融深度>80 km），形成钾玄质岩浆；而软流圈上涌引起下地壳伸展减压以及幔源岩浆的底侵，则导致俯冲碰撞阶段加厚了的下地壳岩石发生减压脱水熔融形成强过铝花岗岩（熔融深度>40 km）。结合其它资料,提出华南板块向印支-南海板块的碰撞拼贴发生于约 287~278Ma, 是 Pangea 超级大陆聚合过程的一部分, 缝合带可能位于 Song Ma-北部湾-云开大山北缘-武夷山一线.。

云开造山带加里东期基性侵入岩的地球化学特征及成因意义

彭松柏[1,2]，金振民[1]，付建明[2]，刘云华[2]，何龙清[2]，蔡明海[2]，
1 中国地质大学（武汉）地球科学学院，湖北，武汉，430074
2 宜昌地质矿产研究所，湖北.宜昌 443003

云开造山带粤西信宜、高州一带广泛出露一套变形-变质改造强烈的片麻状-条带状-眼球(环斑)状花岗质岩石，对其成因和时代许多人进行过研究，目前一般认为眼球(环斑)状花岗质岩石为加里东期的深熔岩浆成因花岗岩（莫柱荪等，1980；林庆华等，1990；陈斌等，1994；周汉文等，1994），但对基性侵入岩的成因、时代及其地质意义尚缺乏深入研究。基性侵入岩（变苏长辉长岩、变辉长岩等）主要出露于信宜、高州一带的条带-眼球状花岗岩（含紫苏花岗岩）中，以信宜竹雅、高州石板规模较大，岩石类型主要为变苏长辉长岩和变辉长岩，岩石未发生韧性-流变剪切变形。基性侵入岩在空间上与加里东期条带状-眼球(环斑)状花岗质岩石密切共生，构成双峰式（长英质-铁镁质）岩石组合，并且经历了麻粒岩相-角闪岩相变质，形成典型的等压冷却退变质反应结构，即橄榄石形成斜方辉石、单斜辉石和尖晶石的后成合晶冠状体，等压冷却退变质反应：Ol → Cpx + Opx + Sp 的温度为 T=651℃（Gasparik et al，1984）和 T=698℃（Brey et al，1990），压力为 P=6.8kbar（Jahnson et al ，1989），这与麻粒岩包体、紫苏花岗岩中等压冷却退变质反应的温度、压力基本一致。变苏长辉长岩和变辉长岩的在 Middlmost（1994）岩浆/火成岩全碱-硅（TAS）岩石化学分类图上，基性侵入岩样品均落入亚碱性辉长岩范围及其界线上。在 Le Maitre 等（1989）和 Rickwood（1989）的 K_2O-SiO_2 图上，绝大多数样品落入钙碱性系列岩石及其附近，因此，基性侵入岩属钙碱性系列的辉长岩。变苏长辉长岩 Sm-Nd 岩石-矿物同位素定年获得的等时线年龄为 392±53Ma。常量元素 MgO（MgO=8%-17.94%，$Mg^{\#}$=62-79，$Mg^{\#}$ =Mg/(Mg+Fe^{2+})*100%）含量较高，TiO_2 含量较低（0.24%-0.53%，平均 0.41%），与低 Ti 岛弧钙碱性玄武岩和辉长岩的特征类似。REE 稀土总量较低 18.64 μg/g -78.30 μg/g，LREE 右倾，HREE 平坦，轻稀土富集（LREE/HREE=1.96-5.28），$(La/Yb)_N$=1.79-4.73（平均 2.77）。球状陨石标准化的（La）$_N$=8.76-40.34,，$(Ce/Yb)_N$=1.05-4.01，无明显 Eu 负异常（δEu=0.81-1.16），REE 分布型式基本一致，呈略为富集的分布型式，基本特征与安底斯活动大陆边缘钙碱性玄武岩相似，特别是 La/Nb=1.94-5.41（大于 1），反映其形成与洋壳俯冲消减-碰撞活动大陆边缘火山弧构造环境关系密切，而稀土总量偏低则反映壳源组分影响较少，幔源组分和幔源源区性质影响较大。微量元素普遍富集 Sr、Ba、Rb(LILE)，而不活泼元素（Th、HFS 和 REE）中 Ta、Nb、P、Ti 基本上以亏损为特征，特别是信宜竹雅、高州石板的样品形成较明显的 Ta、Nb 亏损槽，Th/Ta 比值为 2.29-17.63(平均 9.94)，相当于岛弧岩浆岩的成分特征，表明它们形成于洋壳俯冲消减-碰撞活动大陆边缘火山弧构造环境。Nb/Th 小于 7.4，$\varepsilon_{Nd}(t)$=-1.5—-8.4（平均-5.3），Nb/Th 小于 7.4，即 Th 明显比 Nb 富集，显示俯冲带上（SSZ）构造环境形成的基性侵入岩。在岩石地球化学构造环境判别图中均落入俯冲-碰撞活动大陆边缘火山弧（CAB）构造环境。上述研究表明，云开造山带加里东期基性侵入岩具洋壳俯冲-碰撞活动大陆边缘火山弧和富集地幔源区的特征，形成于俯冲-碰撞后的伸展构造环境，并且与俯冲-碰撞后伸展-拆沉-底侵作用形成的富集地幔有关，这为加里东期扬子地块向华夏地块的俯冲-碰撞提供了重要证据。

本研究成果由国家自然基金（青年）项目：49502036、国家自然基金面上项目：40072069 和中国地质调查局中南地区基础地质综合研究项目资助。

关键词：云开造山带；加里东期钙碱性基性岩；俯冲-碰撞；伸展-拆沉-底侵作用

大别山晚中生代岩浆大爆发：岩浆底侵和内侵的作用*

马昌前 李建威 续海金 张超
（地质过程与矿产资源国家重点实验室，中国地质大学地球科学学院，武汉 430074）
（cqma@cug.edu.cn）

我们积累的大量资料证明，大别山核部的中生代大规模岩浆侵入活动是在早白垩世时期很短的时间尺度内骤然出现的，可称为早白垩世岩浆大爆发（magmatic flare-up）。以天堂寨岩基为例：岩体主要岩石类型包括辉长岩（石鼓尖岩体：SHRIMP $^{206}Pb/^{238}U$ 平均年龄 124.4± 4.2Ma）-石英二长闪长岩（石鼓尖岩体，SHRIMP U-Pb 交点年龄 130.7±5.6Ma）－斑状二长花岗岩（逆水畈镇舒潭村：SHRIMP $^{206}Pb/^{238}U$ 平均年龄 132.4±2.4Ma） －细粒二长花岗岩－细粒钾长花岗岩、石英正长斑岩脉（逆水畈镇舒潭村：SHRIMP $^{206}Pb/^{238}U$ 平均年龄 127.9± 1.7Ma）－煌斑岩脉（逆水畈镇舒潭村：SHRIMP $^{206}Pb/^{238}U$ 平均年龄 127.5±2.3Ma），其中，占主导的花岗质岩石成分属于高钾钙碱性（石英二长闪长岩、斑状二长闪长岩、细粒二长花岗岩），具有高 Sr/Y 比值的岩石特点，其中以斑状二长花岗岩在全区分布最广，出露面积最大。而晚期的钾长花岗岩、石英正长岩等岩石， K_2O 含量高，显示了钾玄岩系列岩石的特点，Sr/Y 比值低，亏损 Sr,Eu,Ti 等元素。这套岩石组合，代表了构造体制从加厚向伸展减薄的转换（马昌前等，2003）。

以往把大别山中生代的巨量花岗岩看成是陆－陆碰撞后阶段的产物，因为其岩石基本成分特征与碰撞后阶段产生的岩石特征相类似（Ma et al., 1998）。然而，新的资料要求我们作出新的解释：（1）在时间尺度上，大别山中生代的花岗岩浆活动，集中出现在 130Ma 前后，比超高压变质的峰期年龄（例如，锆石 U-Pb,228±2Ma，李曙光等，1997）所代表的碰撞时间滞后约 100Ma,而世界上其它造山带从碰撞－到造山后伸展延续的时间约为 20－50Ma。（2）在空间分布上，尽管造山带内外，同期岩石成分有一定差别，但从大别山至长江中下游，都广泛出露高 Sr/Y 比花岗岩类岩石；大别山岩浆侵入活动的高峰时间，也与郯－庐断裂带新获得的糜棱岩年龄和花岗岩年龄资料相吻合（例如：郯－庐断裂 4 个糜棱岩全岩的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄 125－132Ma，朱光等，2001），并与中国东部成矿大爆发的时间相一致。这就意味着，本区早白垩世的花岗岩类岩浆大爆发与郯－庐断裂带的活动甚至中国东部中生代构造－岩浆－成矿事件，都可能是在特提斯构造域向太平洋构造域转换过程中，受共同的构造动力学体制所控制的。

大酸性火成岩省的形成主要与地幔提供能量的强度有关。大酸性岩省在活动大陆边缘最为多见，这是由于俯冲作用最有利于地幔供热和地壳的熔融作用（Ducea,2001）。此外，与大陆裂解有关的地幔柱，或岩石圈和下地壳拆沉引起热的软流圈地幔上升，都会导致最上部地幔快速升温和地幔岩石圈的广泛熔融，引起玄武岩浆底侵和对中下地壳的加入，导致下地壳部分熔融。中国东部早白垩世岩浆大爆发的机理，迄今还不十分清楚，成为我国东部中生代地质研究的难题。有人认为受控于太平洋板块的俯冲,有的认为与白垩世早中期太平洋超级地幔上涌事件有关，或是因地壳加厚和镁铁质下地壳的榴辉岩化，引起密度失稳和拆沉而导致地壳广泛的熔融作用，但都还需要进一步的证据。肖龙等（本次会议）选择天堂寨高 Sr/Y 的石英二长闪长岩进行了高温高压熔融实验研究，发现在含水量为 6%的条件下，该岩石的液相线温度在 1075℃左右或略高，压力超过 20kb，残余相矿物组合为单斜辉石和石榴石。这就进一步证明地幔热或岩浆底侵的参与对大别山大体积岩浆的产生起了重要作用，也表明这些高 Sr/Y 的岩浆确实是在加厚地壳内形成的。由于受运移和侵位的岩浆动力学机

* 国家自然科学基金项目（40334037 项）资助。

理的控制，岩浆内侵对花岗岩形成的重要作用从邻近山带两侧的盆地边缘最容易观察到。进一步厘定基性岩浆的属性对认识其深部机理有重要意义。

对长江断裂凹陷带侵入岩的研究发现，其高 Sr/Y 比中酸性侵入岩的形成年龄，一般要老于大别山早白垩世同类侵入岩的年龄。例如，殷祖花岗闪长岩 SHRIMP $^{206}Pb/^{238}U$ 平均年龄为 151.4 ± 2.9Ma, 铜山口花岗闪长斑岩 SHRIMP $^{206}Pb/^{238}U$ 平均年龄为 140.6 ± 2.4 Ma，与这些岩石同时或稍早，都有基性岩浆的侵入。这种现象暗示，从加厚向减薄的转换，首先发生在长江断裂凹陷带内。随着基性岩浆底侵和内侵作用向大别山核部的迁移，大别山才开始发生地壳的减薄作用。

参考文献（略）

论陆壳重熔型花岗岩类成岩和相关的成矿之间的差异

华仁民
南京大学地球科学系，南京 210093

大量研究成果表明，华南尤其是南岭地区的金属成矿作用燕山期花岗岩类有密切的成因关系，其中尤以陆壳重熔型花岗岩类与 W、Sn、Bi、Mo、Li、Be、Nb、Ta、REE 以及 U 等金属的大规模成矿作用关系更为密切。但是，华南大规模成矿作用发生的原因仍然没有搞清楚，而迄今为止有关华南花岗岩与成矿作用关系的研究都偏向于二者之间成因上的紧密联系。实际上，花岗岩类（尤其是陆壳重熔型花岗岩类）的成岩作用与金属成矿作用有着本质上的差别，这一差别主要有三个方面，即（1）物质来源，（2）形成机制，（3）构造背景。

花岗岩与有关的成矿作用在物质来源上是有差异的。许多矿床的成矿物质不象花岗岩成岩物质的来源那么简单。近年来大量研究表明，华南地区尤其是南岭中生代花岗岩类具有较高的 Isr 值、较低的 εNd、较古老的 Nd 模式年龄，它们的成岩物质主要地都是来源于该地区的基底岩石，因此可以称为“壳源花岗岩”。这些壳源花岗岩所含的 W、Sn 等成矿元素主要也来源于基底岩石。然而，参与成矿作用的其他物质和组份，例如成矿流体的来源，就要复杂一些了。以华南地区花岗岩型铀矿床为例，铀主要来源于印支期花岗岩；但参与铀成矿的流体则有相当部分是来源于地幔。胡瑞忠等[35]特别强调了幔源 CO_2 是铀成矿过程中必不可少的组分。对江西相山等与花岗质火山-侵入杂岩有关的铀矿床来说，一般认为火山-侵入杂岩属于陆壳重熔型或 S 型，它们在成岩过程中很少有深部或幔源物质的参与，但相山铀成矿中幔源物质尤其是地幔流体却起了相当关键的作用。即使是 W、Sn 等稀有金属成矿作用，国内外学者也注意到地幔物质尤其是地幔流体参与成矿的特征。例如，Burnard et al（2004）研究了葡萄牙中部与海西期花岗岩有关的 Panasqueira 矿床的 He-Ar 同位素，虽然该花岗岩是 S 型，但相关的 W-Cu(Ag)-Sn 矿床的毒砂、黑钨矿中捕获的 He 有 75%来源于地幔，因此提出了幔源流体在花岗岩热液成矿作用中的重要意义，并进一步推论成矿作用是（花岗岩形成）以后的幔源热-流体脉动的结果。王登红等对阿尔泰造山带伟晶岩矿床的研究也揭示了地幔物质参与的信息。虽然迄今为止国内外关于地幔或深部流体参与陆壳重熔型花岗岩类成矿作用的专题研究尚不多，但事实上，南岭许多 W、Sn 等稀有金属矿床所在地都发育与成矿时期相近的中-基性岩脉、煌斑岩等，反映了地幔物质的参与，它们与成矿的关系如何是一个值得研究的问题。

花岗岩与有关的成矿作用在形成机制上存在着根本性的差异，陆壳重熔型花岗岩类是地壳物质部分熔融–侵位的产物，而成矿作用则是在一定的构造条件下由于热和流体使岩石中分散的金属元素活化–迁移–集中而形成矿床。因此，在花岗岩的形成和就位之时是不太可能立即发生成矿作用的，真正的大规模成矿作用，必定是发生在花岗岩类形成之后，一种情况是由于花岗岩本身的分异演化使金属元素得以富集成矿，另一种情况是在后来的构造-热事件影响下，由于幔源或深部的热和流体的参与而使花岗岩中的金属活化迁移而富集成矿。

花岗岩与成矿作用也在形成的地球动力学背景上有实质性差异。研究表明，由造山运动导致陆壳加厚形成的同碰撞和后碰撞花岗岩类，侵位深度较大，其成环境显然不利于金属成矿作用；但是，它们却在成岩过程中聚集了较多的（亲花岗岩）金属元素，为后来的成矿作用准备了物质基础。当进入后造山或板内的动力学环境时，岩石圈伸展–拉张导致断裂活动、热流值升高，基性岩脉、煌斑岩等岩石的发育，以及深部流体的较多参与，才发生了较大规模的金属成矿作用。尽管花岗岩类可以在挤压-陆壳加厚的动力学背景下由地壳物质的部分熔融形成，但是大规模的成矿作用却可能主要

与拉张的动力学背景、壳-幔相互作用、高的热流值，以及深部流体的参与密切相关。

华南地区普遍存在的陆壳重熔型花岗岩类成岩和相关的成矿之间的年龄差，就是二者之间上述本质差别的反映。根据收集的年龄数据统计，南岭地区中生代陆壳重熔型花岗岩类主要形成于以下3个时期：（1）印支期花岗岩类的大多数年龄为240~205Ma；（2）燕山中期第一阶段（170-150Ma）在南岭及其周边地区出现大量以黑云母二长花岗岩为主体的“改造型”花岗岩；（3）燕山晚期（140-98Ma）花岗质火山-侵入杂岩大规模发育于南岭东段及临近地区。但是该地区中生代与花岗岩类有关的成矿作用却并不完全对应于以上时间。目前看来，与陆壳重熔型花岗岩类有关的大规模成矿作用主要发生在燕山中期第二阶段的150~138Ma，以及燕山晚期的125~<98Ma。

笔者认为：花岗岩类及其成矿作用之间在物质来源、形成机制和构造背景等方面的差别，可能是今后花岗岩类与成矿关系研究的重要方向之一，这也可能为解决“华南燕山期为什么发生与花岗岩类相关的大规模成矿作用”这一重大科学问题提供一条新的途径。

蚌埠隆起五河杂岩及花岗质岩石的时代及地质意义：锆石 SHRIMP 和 LA-ICP MS U-Pb 定年证据

杨德彬 许文良 王清海 裴福萍 纪伟强 杨承海
吉林大学地球科学学院，长春 130061

蚌埠隆起位于华北克拉通东南部边缘，东邻郯庐断裂带，南邻大别造山带北部的合肥盆地，总体呈东西向带状展布。区内主要出露有太古代五河杂岩和广泛分布的混合花岗质岩石，包括混合花岗岩、混合花岗闪长岩、混合二长花岗岩和混合钾长花岗岩，前人认为它们形成于晚太古代蚌埠期并经历了区域混合岩化、花岗岩化作用（安徽省地质矿产局，1987）。然而对这些花岗质岩石形成时代的研究，对了解大别－苏鲁超高压变质带的深部俯冲方向以及大别-苏鲁造山带的演化具有重要意义。

五河杂岩在蚌埠隆起内出露广泛，以独山为典型代表，它位于隆起的东部凤阳县北，岩石类型为石榴斜长辉石岩，中粗粒结构，块状构造。混合花岗岩以荆山、女山、西庐山和蚂蚁山岩体为代表。荆山岩体位于隆起的西部，主要由石榴石黑云母花岗岩组成，岩体中发育有晚期的岩脉；女山岩体位于蚌埠隆起东部，东临郯庐断裂带，岩体主要由巨斑含黑云母花岗岩组成，斑晶为钾长石；西庐山岩体位于蚌埠隆起的中南部，岩体主要由巨斑含黑云母花岗岩组成，斑晶为钾长石，岩体内部穿切关系明显，晚期的花岗细晶岩脉发育；蚂蚁山岩体位于蚌埠隆起东南部，呈不规则椭圆状出露，岩体主要由含石榴石的中粒花岗岩组成，糜棱岩化较强。混合花岗闪长岩以淮光岩体为代表，岩体位于蚌埠隆起的中部，主要由所谓的“混合花岗闪长岩”组成，晚期的闪长斑岩脉发育。混合二长花岗岩以曹山和锥山岩体为代表，它们位于蚌埠隆起区的中部，“混合二长花岗岩”具中粗粒花岗质结构，岩体内部均被晚期岩脉穿切。混合钾长花岗岩以庄子里和磨盘山岩体为代表，它们位于蚌埠隆起东部，郯庐断裂带内，具有相似的岩石组合特点，均为肉红色，中细粒结构，块状构造，岩体内部发育晚期的石英脉，磨盘山岩体中的石英具有定向拉长特征。这些花岗质岩体侵入的围岩为太古代五河杂岩，岩体与围岩具有明显的侵入接触关系，上述特征表明隆起区内花岗质岩石均具有典型岩浆成因特点。

独山石榴斜长辉石岩（五河杂岩的代表）锆石的阴极发光图像显示出二种结构特征，一种为均匀吸收的自形锆石；另一种为内部结构清晰，具有典型核边结构的锆石。荆山、女山、西庐山和蚂蚁山、淮光、曹山以及庄子里、磨盘山岩体中部分锆石的阴极发光图像表明，锆石晶形完好，内部结构清晰，震荡环带生长边发育，后者反应了典型岩浆锆石的特征。荆山、女山、西庐山混合花岗岩和淮光混合花岗闪长岩中存在部分浑圆状且发育有核边结构的继承锆石。磨盘山钾长花岗岩中锆石的铀含量较高，CL 图像显示不发光的特点。

对独山石榴斜长辉石岩中锆石吸收程度不同部位测定的 LA-ICP MS U-Pb 定年结果表明，$^{207}Pb/^{206}Pb$ 加权平均年龄为 1833±8Ma（许文良等，2005）。荆山花岗岩、淮光花岗闪长岩中岩浆锆石（SHRIMP U-Pb 法）$^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄分别为 160±1Ma（许文良等，2004）、130±2Ma（靳克等，2003）。女山、西庐山、蚂蚁山花岗岩以及曹山、锥山二长花岗岩中岩浆锆石(LA-ICP MS U-Pb 法) $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄结果分别为 130±3Ma、129±5Ma、116±3Ma、110±3Ma、108±3Ma（杨德彬等，2005）。庄子里钾长花岗岩中锆石的（LA-ICP MS U-Pb 法）$^{207}Pb/^{206}Pb$ 加权平均年龄为 2091±97Ma，磨盘山钾长花岗岩中锆石的分析点偏离谐和线，其上交点年龄为 2196±190Ma，其下交点年龄为 326±110Ma。

上述分析结果表明，1）蚌埠隆起区五河杂岩形成于古元古代，而非前人认为的太古代；锆石核部具有生长环带的年龄与其边部具有变质特征的年龄相近，该年龄代表了五河杂岩原岩（火成岩）的形成时代。2）蚌埠隆起区内的花岗质岩浆活动可以划分为 4 期：即古元古代（约 2100Ma）——

钾质花岗岩的形成；中晚侏罗世（160Ma）——片麻状花岗岩的形成；早白垩世早期（130Ma）——花岗闪长质-花岗质岩石的形成；早白垩世晚期（110Ma 左右）——花岗质岩石的形成。

蚌埠隆起区五河杂岩的形成时代与华北克拉通中央造山带的形成时间及胶东高压麻粒岩相变质作用的时间相吻合，反映了华北克拉通基底的特征。

古元古代碱长花岗岩的形成时代与辽南古元古代花岗岩的形成时代相吻合，反映了一种非造山的构造环境；中晚侏罗世片麻状花岗岩与辽东和胶东地区中晚侏罗世（155～160Ma）的花岗岩形成时代相吻合，反映了造山期后的伸展环境的存在；早白垩世（130Ma 和 110Ma）的花岗质岩浆事件则与华北克拉通东部早白垩世双峰式岩浆活动时间（125～130Ma）相一致，共同反映了强烈伸展环境的存在。

中晚侏罗世和早白垩世花岗质岩石中继承锆石和捕获锆石主要有以下几组年龄：1）太古代和古元古代年龄：3400Ma，2300～2500Ma、1800～1900Ma（淮光岩体）；2500Ma、2400Ma（女山岩体），这与华北克拉通基底的形成时代相吻合，反映了岩浆源区有华北克拉通基底的涉入；2）新元古代和三叠纪的年龄：850Ma，217Ma（荆山岩体）；528Ma，219Ma（西庐山岩体）；600～700Ma，215Ma（女山岩体），新元古代年龄锆石的存在暗示该区的深部地壳应存在扬子克拉通的基底，而三叠纪年龄锆石的存在表明扬子克拉通基底经历了超高压变质作用的改造。

西庐山和女山岩体中 170～180 Ma 年龄（继承锆石）与冀东花岗岩中锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果（172 ～ 174Ma）以及鲁西铜石岩体中锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果（175Ma）相吻合，它们共同代表了华北克拉通中生代中侏罗世岩浆事件的存在。

综合上述结果，可以看出蚌埠隆起区中生代时期的深部地壳（岩浆源区）既有经历了超高压变质作用改造的扬子克拉通基底物质，又有华北克拉通基底物质。中生代花岗质岩浆可能起源于扬子克拉通和华北克拉通基底物质的混熔。从蚌埠隆起所处的构造位置——即华北克拉通的东南边缘（属于华北克拉通的范畴）可知，华北克拉通东南边缘深部地壳中存在有扬子克拉通的基底物质，这进一步暗示中生代早期扬子克拉通与华北克拉通的俯冲碰撞应是沿郯庐断裂向北西方向发生的，这一认识也可被徐淮地区发现的榴辉岩包体（220Ma 左右）所证实。

主要参考文献

安徽省地质矿产局. 安徽省区域地质志. 北京:地质出版社. 1987

胡华斌, 毛景文, 刘敦一, 等. 鲁西铜石岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义. 地学前缘, 2004, 11(2): 453 ～ 459

靳克, 许文良, 王清海, 等. 蚌埠淮光“混合花岗闪长岩”的形成时代及源岩:锆石SHRIMP U-Pb地质年代学证据. 地球学报. 2003, 24(4):331～335

李曙光, Harte S, 郑双根, 等. 中国华北、华南陆块碰撞时代的 Sm-Nd 同位素年龄证据. 中国科学（B 辑）, 1989, (3):312～319

Li Z-X, Li X H, Kinny P D. The breakup of Rodinia: Did it start with a mantle plume beneath South China? Earth and Planetary Science Letters,1999. 173:171～181

罗振宽, 苗来成. 胶东招莱地区花岗岩和金矿床. 北京: 冶金工业出版社. 2002, 20～57

罗镇宽, 裘有守, 关康, 等. 冀东峪耳崖和牛心山花岗岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年及其意义. 矿物岩石地球化学通报, 2001, 20(4): 278～285

许文良, 王冬艳, 王清海, 等. 华北克拉通中东部中生代侵入杂岩中角闪石和黑云母的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年:对岩石圈减薄时间的制约. 地球化学, 2004, 33(3):221～231

许文良, 杨德彬, 裴福萍, 等. 蚌埠隆起区五河杂岩的形成时代:锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年证据. 中国地质, 2005（待刊）

许文良, 王清海, 杨德彬, 等. 蚌埠荆山“混合花岗岩”SHRIMP 锆石 U-Pb 定年及其地质意义. 中国科学（D 辑）. 2004, 34(5)：423～428

杨德彬, 许文良, 裴福萍, 等. 蚌埠隆起区花岗岩形成时代及岩浆源区性质:锆石 LA-ICP MS U-Pb 定年与示踪. 地球化学, 2005, 34(5): 443～454

郑永飞. 新元古代岩浆活动与全球变化. 科学通报. 2003, 48(16): 1705～1720

周建波, 郑永飞, 吴元保. 苏鲁造山带西北缘五莲花岗岩中锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 科学通报, 2002, 47(22):1745～1750

大别山晚中生代岩浆侵位序列对造山带垮塌的响应：野外接触关系、SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学和地球化学**

续海金[1,2*], 马昌前[2]
1. 中科院地质与地球物理研究所, 北京 100029;
2. 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 中国地质大学(武汉), 武汉 430074.

在板块聚合的过程中，大陆板块的深俯冲普遍导致高压和超高压变质带和造山带下加厚地壳的形成。这种加厚地壳结构在尚未垮塌的造山带，如青藏(Spratt J E, et al, 2005; Meissner R, et al, 2004)、Alps(Ebbing, J, 2004)、南 Urals(Berzin, R et al, 1996; Echtler H P, et al, 1996)和南 Trans-Hudons (Lewry J F, et al, 1994; Luocas S B, et al, 1994;)造山带仍保存完好。然而，在业已垮塌的大陆俯冲/碰撞造山带，如大别-苏鲁(Leech M L, 2001)、Caledonian(Van Staal C R, et al, 1995; Meissner R, et al, 1993)和 Variscan(Pérez-Estaún A, et al, 1994; Costa S, et al, 1995)造山带，加厚地壳和高原已经消失，伴随造山带的垮塌，普遍形成变质核杂岩和发生大规模的岩浆活动。因此，这些变质核杂岩和岩浆活动往往记录有造山带由加厚地壳到伸展减薄的信息，是研究造山带垮塌过程的重要对象。

大别－苏鲁造山带是世界上规模最大的超高压变质带，经历了早中生代扬子和华北板块聚合过程中的大陆深俯冲和超高压变质作用(Okay A I, et al, 1993; Hacker B R, et al, 1998; 从柏林和王清晨, 1999; Ye K, et al, 2000)，以及晚中生代的强烈伸展垮塌(索书田等, 2001; 李曙光等, 2001)。地球物理探测揭示该造山带下已无加厚地壳存在(Schmid R, et al, 2001; Yang W C, 2002; 杨文采, 2003a, b)，是塌陷造山带的代表。因此，大别－苏鲁造山带经历过从碰撞挤压向伸展塌陷转换的完整过程(Leech M L, 2001)。伴随造山带的垮塌，在大别山核部（北大别）发育了大规模的以花岗岩类为主的岩浆活动。

大别造山带晚中生代岩浆活动是世界上超高压变质地体中碰撞后岩浆活动最为强烈的地区，侵入岩同位素年龄集中在120～135Ma之间，包括巨量的花岗岩类和少量的镁铁质－超镁铁质岩(陈江峰等, 1995; Xue F, et al, 1997; Hacker et al, 1998; Jahn B M, et al, 1999; Ratschbacher et al, 2000; Wei C J, et al, 2001; Wang J H & Deng S X, 2002; Guo F, et al, 2004; Zhao Z F, et al, 2005; Wang Y F, et al, 2005; 续海金等, 2005)。

近年来对于大别造山带晚中生代侵入岩的研究，主要集中在花岗岩类(Ma C Q, et al, 1998; Chen B, et al; Zhang H F, et al, 2002; 2004; 魏春景等, 2000; 王强等, 2001; 邱检生等, 2002; 马昌前等, 1999; 2003; 续海金和马昌前, 2003)和镁铁质－超镁铁质岩(Jahn B M, et al, 1999; Zhao Z F, et al, 2005)，其次是基性岩脉(Wang Y J, et al, 2005)。这些研究在大别造山带晚中生代侵入岩的成因机制和动力学背景的认识上存在重大分歧

尽管上述工作对大别造山带晚中生代侵入岩进行了大量的岩石地球化学、Sr-Nd-Pb 同位素地球化学和同位素年代学的研究，但研究重点侧重于侵入岩的成因和物源，以及扬子与华北地块边界的划分。而对晚中生代侵入岩确切的岩石类型、侵位的先后次序和对应的年代学格架，以及造山带垮塌的不同阶段岩浆作用所代表的岩浆－构造相互作用、壳－幔相互作用以及深部过程的细节，关注不够，尚未给出细致的描述。本文通过对大别造山带核部晚中生代侵入岩的野外接触关系、单颗粒锆石 SHRIMP U-Pb 年代学和地球化学研究，建立了大别造山带核部晚中生代岩浆侵位序列和年代学格架，并且认为晚中生代巨量岩浆活动反映了造山带的垮塌过程，即从厚的地壳到伸展减薄的构造

** 国家自然科学基金大陆动力学领域重点项目(40334037)和地质过程与矿产资源国家重点实验室开放基金(MGMR2002-20)资助.
* 联系人, E-mail: xuhaijin@mail.igcas.ac.cn or ysjys@cug.edu.cn.

体制转换过程。

1. 野外接触关系

大别造山带晚中生代岩浆岩大致可分为三类：(1) 巨量的花岗岩类，岩浆作用的主体，具体的岩性有片麻状石英二长闪长岩、斑状二长花岗岩和细粒二长花岗岩；(2) 少量的镁铁质－超镁铁质侵入体；(3) NE-NNE 向呈羽列状的岩脉群，在大别造山带广泛分布，可分为浅色的酸性岩脉和暗色的基性岩脉。

野外接触关系显示，(1) 花岗岩类中，石英二长闪长岩具有片麻状构造，斑状二长花岗岩斑状局部具有片麻状构造，细粒二长花岗岩无变形，并且它们之间呈清楚的侵入接触关系，先后次序为麻状石英二长闪长岩、斑状二长花岗岩和细粒二长花岗岩；(2) 岩脉群侵入或穿插花岗岩类岩体和镁铁质－超镁铁质侵入体，侵位最晚，而在岩脉群中，淡色的酸性岩脉又早于暗色的基性岩脉(图 1)。(3) 少量的镁铁质－超镁铁质侵入体与巨量的花岗岩类之间的野外接触关系和成因关系(John B M, 1999)，目前仍不清楚。可见，大别造山带晚中生代岩浆作用，可以确定的侵位次序由早到晚为：片麻状石英闪长岩→斑状二长花岗岩(主体)→细粒二长花岗岩→酸性岩脉→基性岩脉。

2 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学

利用 SHRIMP 锆石 U-Pb 对大别造山带核部晚中生代不同期次的侵入岩进行年代学研究，测年样品的锆石具有明显的自形韵律环带结构，部分锆石有包裹体、老的继承核和裂隙。其中，片麻状石英二长闪长岩选择石鼓尖岩体；斑状二长花岗岩、酸性岩脉和基性岩脉选择舒潭典型剖面(图 1)，未对细粒二长花岗岩定年。获得的年龄数据如下：

石鼓尖片麻状石英闪长岩，锆石的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄介于 121.5～142.9Ma 之间，加权平均为 131.8±3.9Ma。舒潭斑状二长花岗岩(DB02-12)，锆石的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄介于 129.9～135.1Ma 之间加权平均为 132.4±2.4Ma。舒潭碱长花岗斑岩脉(DB02-10)，锆石的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄介于 123.2～130.3Ma 之间，加权平均为 127.9±1.7Ma。舒潭闪斜煌斑岩脉(DB02-11)，$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄介于 122.3～135.0Ma 之间，$^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均为 127.5±2.3Ma，与 Wang Y J et al(2005)报道的基性岩脉的年龄相一致。

由上述年代学数据表明，(1) 石鼓尖片麻状石英二长闪长岩(131.8±3.9Ma)和舒潭斑状二长花岗岩(132.4±2.4Ma)，在误差范围内，它们的形成时代相同；(2) 年代学格架与野外接触关系一致。

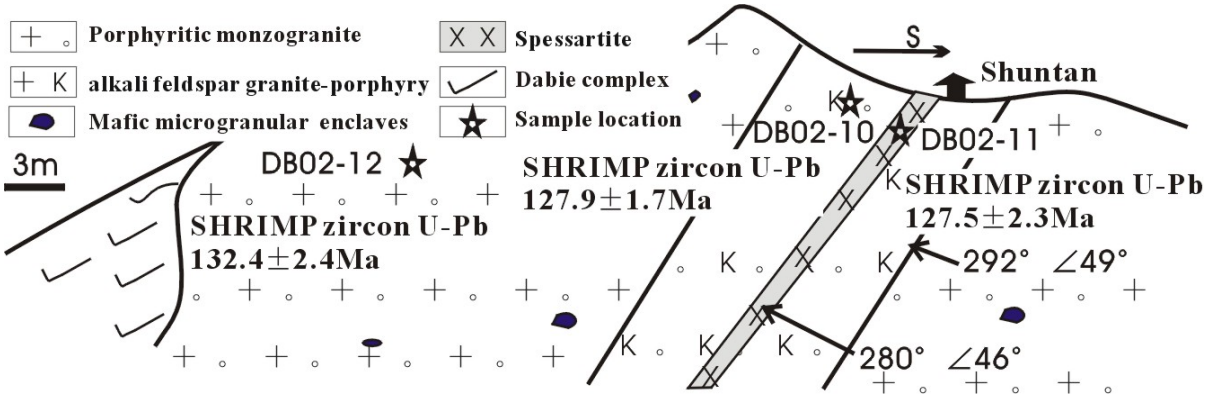


图 1 大别造山带晚中生代岩浆侵位序列的野外简化剖面。斑状二长花岗岩体中，闪斜煌斑岩脉侵入碱长花岗斑岩脉，并标出其 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄 (潜山县逆水畈镇舒潭村, N 30° 52.108′, E 116° 27.117′)

3 地球化学

地球化学特征表明，(1) 片麻状石英二长闪长岩和斑状二长花岗岩，准铝质的高钾钙碱性 I-型花岗岩类(KCG)，具 adakite-like 岩石的地球化学特征(高 Sr 低 HREE 和 Y，无 Eu*的负异常，$Mg^{\#}$小于

50)(图 2, 3)，认为是加厚的下地壳部分熔融的产物，表明在～135Ma 之前，大别造山带厚的地壳山根的稳定存在。KCG 能够很好地指示地球动力学背景，KCG 形成于造山带造山作用结束后大陆板块从挤压向伸展转换的构造环境(Barbarin B, 1999)，KCG 的瞬时巨量出现，标志着大别造山带垮塌的开始，即厚的地壳伸展减薄的开始。(2) 细粒二长花岗岩，弱过铝质的高钾钙碱性 I-型花岗岩，具 adakites－ADR(Andesite-dacite-rhyolite)岩的二元性(Eu*负异常，HREE 相对富集，亏损 Sr 和 HFSE)(图 2, 3)，认为是形成于厚的地壳向正常地壳厚度过渡或转变的环境。(3) 酸性脉岩，强过铝质的高钾钙碱性－钾玄岩系列的 S-型花岗岩，壳源(极低的 $Mg^{\#}$值，Eu*的负异常和亏损 Sr、Ba 和 Ti)，认为是形成于强烈伸展减薄的地壳环境；基性脉岩，强准铝质的高钾钙碱性－钾玄岩系列，幔源(HREE 亏损，无 Eu*的负异常，极高的 $Mg^{\#}$值)，反映 强烈伸展减薄构造体制。

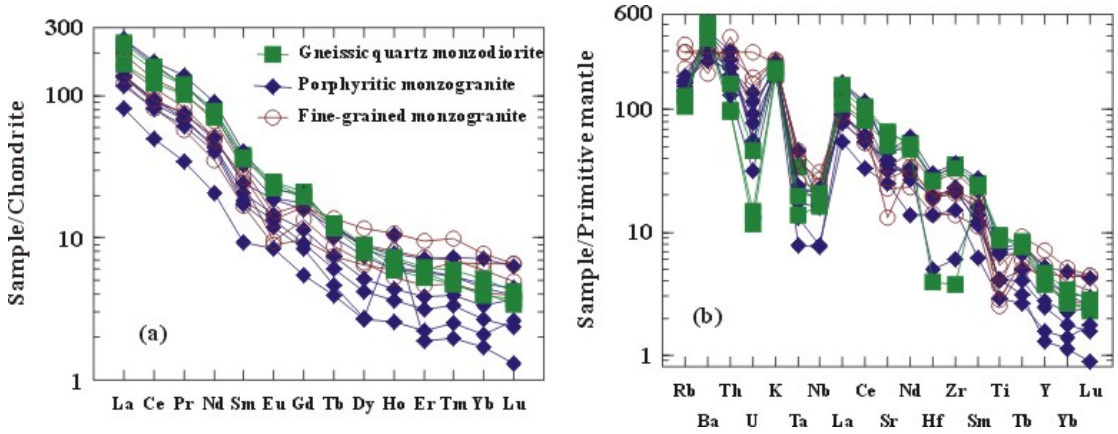


图 2 大别造山带晚中生代花岗岩类原始地幔标准化图解

(原始地幔标准化值引自 Taylor & McLennan, 1985)

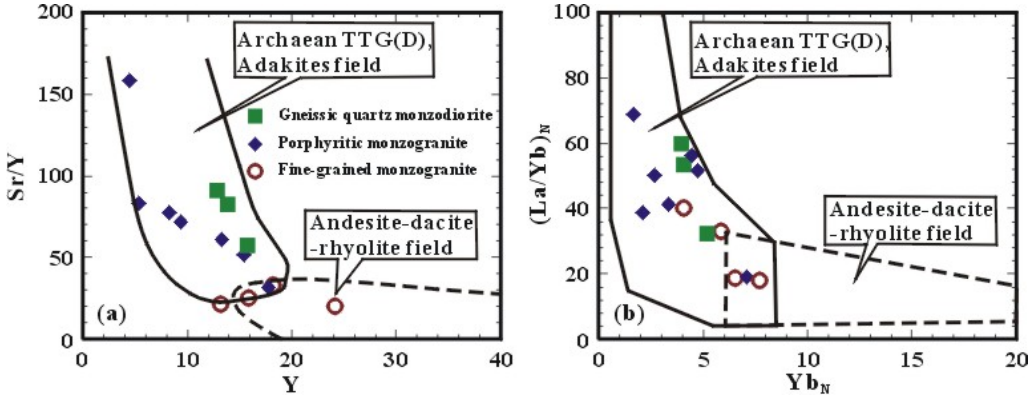


图3 (a) $(La/Y)_N$ vs. Yb_N, (b) Sr/Y vs. Y 图解 (Defant & Drummond, 1990; Atherton & Petford, 1993; Martin H, 1999)

4 小结

(1) 大别造山带晚中生代岩浆侵位序列为：片麻状石英闪长岩→斑状二长花岗岩(主体)→细粒二长花岗岩→酸性岩脉→基性岩脉。

(2) 晚中生代岩浆侵位序列反映了大别造山带的垮塌过程，KCG 的瞬时巨量出现，标志着大别造山带垮塌的开始，时代约 135Ma（132.4±2.4Ma)；碱性－过碱性双峰式岩脉群，标志着大别造山带已经垮塌，是伸展构造体制的峰期，时代约 128Ma(127.5±2.3Ma)。

参考文献(略)

燕山西段侏罗-白垩纪侵入活动时间序列及其地质意义

夏希凡[1] 汪 洋[2,3*] 姬广义[1]

1 北京市地质研究所, 北京 100011; 2 中国科学院广州地球化学研究所, 广东 广州 510640;
3 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; *通讯作者 e-mail: allen_thalassa@sina.com

本文所称燕山西段系指河北隆化-天津蓟县一线以西，赤城-怀来以东，隆化-丰宁以南，河北官厅-北京南口-天津蓟县一线以北的地域。该区内于侏罗-白垩纪（燕山期）发育广泛的岩浆活动，形成了八达岭杂岩带、雾灵山-千层背、大海坨等著名花岗岩体。本文基于近年来高精度锆石 U-Pb 测年数据对燕山西段侏罗-白垩纪侵入岩的时间序列进行初步总结，并探讨其所反映的燕山带构造演化意义。

以往总结的该区域内侏罗-白垩纪侵入活动序列主要建立在 K-Ar、Rb-Sr 等测年结果之上。然而由于燕山带侏罗-白垩纪强烈构造运动所导致的区域变质作用（纪玉洁, 2003; 姬广义等, 2004a,b），燕山带侵入岩的 K-Ar 年龄很不可靠。同时，有证据表明 20 世纪 70-80 年代对燕山西段侏罗-白垩纪侵入岩的各类同位素年龄测试均不可靠（表 1）。因此，基于前人同位素年龄所厘定的八达岭杂岩带和北京地区侏罗-白垩纪侵入岩的岩石谱系（白志民等, 1991; 白志民, 2001）并未反映燕山西段侏罗-白垩纪侵入岩的实际活动序列，其总结的岩浆演化规律自然缺乏事实依据。

表 1 燕山西段侵入岩前人测年结果与高精度锆石 U-Pb 年龄的比较

岩体	前人结果	前人方法	锆石年龄	差值	岩体	前人结果	前人方法	锆石年龄	差值
大海坨	132.7	K-Ar	119	13	棋盘岩	184.6	锆石 U-Pb	132.9	52
大水峪	113.9	K-Ar	143	-29	石城	137.9	锆石 U-Pb	159	-21
对臼峪	129.4	K-Ar	137.7	-9	四干顶	190.7	锆石 U-Pb	159.3	32
汉家川	163.9	Rb-Sr	137.6	26	五道河	122.4	K-Ar	141	-19
黑山寨	137.5	K-Ar	125.1	12	薛家石梁	152.8	K-Ar	127	26
黑熊山	120.9	K-Ar	123.7	-3	云蒙山	115.9	K-Ar	142	-26

年龄值单位: Ma

我们根据近年发表的高精度锆石 U-Pb 年龄数据（包括单颗粒锆石 TIMS 和 SHRIMP），初步总结的燕山西段侏罗-白垩纪侵入岩时间序列见表 2。根据国际地层委员会（2004）推荐地层年代，研究区燕山期的侵入活动主要发生在晚侏罗世-早白垩世。其中石城闪长岩和四干顶石英二长岩侵位于晚侏罗世早期的牛津阶，与之对应的火山活动为髫髻山组下部（161~157 Ma）。长园、官山和沙坨子岩体侵位于基末利阶，与之对应的火山活动为髫髻山组上部（152~148 Ma）。云蒙山、对臼峪等大型岩体侵位于早白垩世早期贝利阿斯阶-凡兰吟阶。雾灵山-千层背、薛家石梁等岩体侵位于早白垩世中期欧特里夫阶-巴雷特阶，对应于张家口组和义县组火山活动。大海坨、四桥子、黑熊山等岩体侵位于早白垩世晚期阿普特阶。

各阶段侵入岩的岩性组合表明，燕山西段晚侏罗世-早白垩世侵入岩浆的成分演化体现出 2 个大旋回的变化。从 160 Ma 到 135 Ma 的第 1 旋回，岩浆成分大致表现出从基性到酸性的演化特征，早期有辉石闪长岩、闪长岩侵位，而后期（145 ~ 135 Ma）表现为大规模酸性岩基的侵位。从 135 Ma 到 115 Ma 的第 2 旋回，岩浆成分从基性到酸性、再到偏碱性的演化特征比较明显，后期侵位的白查、

本文为国家自然科学基金资助项目(编号 40376013, 40104003)、中国博士后科学基金资助项目和中国科学院王宽诚博士后奖励基金资助项目的成果.

黑熊山、四桥子、大海坨花岗岩普遍发育晶洞构造，白查、四桥子、黑熊山岩体成分相当或接近于铝质 A 型花岗岩。燕山西段在晚侏罗世-早白垩世多数时期均发育基性岩体，而且许多中酸性岩体中普遍含微粒镁铁质包体(MME)，表明基性岩浆底侵(underplating)和（/或）中侵(intraplating)作用的广泛性。因此我们认为燕山西段晚侏罗世-早白垩世侵入岩浆的成分演化并不具备如白志民等（1991）所总结的“斜置锯条状”演化规律；旋回后期未见基性岩体侵位是因为地壳中上部已被充分加热、生成大量花岗质熔体，上升的基性岩浆注入未固结的中酸性岩体中，而不能直接到达地壳浅部。

表 2 燕山西段侏罗-白垩纪侵入岩时间序列

侵入活动时限/Ma	侵入体及其年龄/Ma	来源	侵入活动时限/Ma	侵入体及其年龄/Ma	来源
115 ~ 125	四桥子正长花岗岩 116.1 ±2.3 大海坨花岗岩 119 ±2 黑熊山花岗岩 123.7 ±1.1 湖门正长岩 124.2 ±1.8	(1) Davis SHRIMP SHRIMP	135 ~ 145	汉家川石英二长闪长岩 137.6 ±1.2 对臼峪二长花岗岩 137.7 ±3.6 五道河花岗闪长岩 141 ±2 大水峪花岗片麻岩 143 ±3 云蒙山花岗片麻岩 143±3; 144.7±2.7	SHRIMP SHRIMP Davis Davis D, Shrimp
125 ~ 135	大东沟花岗岩 127 ±2 白查花岗岩 127 ±0.7 黑山寨石英二长岩 125.1 ±1.5 薛家石梁闪长岩 127 ±1.5; 130 ±1.7 上庄辉长岩 128.8 ±1.7 千层背碱长花岗岩 128.8 ±1.5 雾灵山正长岩 131.7 ±1.5 棋盘岩辉长岩 132.9 ±0.7	Davis SHRIMP SHRIMP D, Shrimp SHRIMP Davis Davis SHRIMP	145 ~ 155	沙坨子花岗片麻岩 151 ±2 长园变闪长岩 151 ±2; 152.7 ±3.2 官山变花岗闪长岩	Davis D, Shrimp (2)
			155 ~ 165	石城变闪长岩 159 ±2; 155.8 ±1.5 四干顶石英二长岩 159.3 ±1.9	D, Shrimp SHRIMP

年龄值单位: Ma. Davis, D——据 Davis 等(2001). (1)老的锆石 U-Pb 年龄, 符合野外接触关系; (2)与长园变闪长岩之间为涌动接触.

根据燕山西段侏罗-白垩纪侵入岩的地球化学数据，具有高 Sr 低 Y 特征的中酸性岩体自 150 Ma 左右一直到 125 Ma 都有产出，125 Ma 之后不发育具备高 Sr 低 Y 特征的岩体；而具有碱性花岗岩（广义）的岩体自 130 Ma 左右开始形成。这表明燕山西段地壳发生减薄、进入后造山阶段(post-orogenic stage)的时限应该在 130 ~ 125 Ma。130 Ma 之前的基性岩浆活动暗示了地幔减薄熔融事件，而中酸性岩浆活动指示地壳增厚和熔融作用。因此，燕山西段岩石圈地幔和地壳一起发生减薄的时间在 125 Ma 之后，而不是 150 ~ 140 Ma。

参考文献：

白志民. 2001. 第二篇—侵入岩. 见: 鲍亦刚 主编, 北京地质百年研究. 北京: 地质出版社, 123-178.

白志民, 许淑贞, 葛市伟. 1991. 八达岭花岗杂岩. 北京: 地质出版社, 1-172.

国际地层委员会. 2004. 国际地层表. 地层学杂志, 2005, 29(2): 98.

姬广义, 汪洋, 孙永华. 2004. 北京云蒙山岩浆杂岩体的岩石学和构造变形特征. 北京地质, 16(3): 1-11.

姬广义, 汪洋, 夏希凡. 2004. 北京怀柔长园花岗杂岩体岩石学和构造变形特征及其地质意义. 北京地质, 16(3): 1-11.

纪玉杰. 2003. 北京西山侏罗纪煤系变质特征与地质灾害的关系. 北京地质, 15(2): 1-15.

Davis G A, Zheng Y D, Wang C, et al. 2001. Mesozoic tectonic evolution of the Yanshan fold and thrust belt, with emphasis on Hebei and Liaoning provinces, northern China. Geol. Soc. Am. Memoir, 194: 171-197.

华南新元古代花岗岩锆石 Hf 和 0 同位素研究：裂谷岩浆作用与地壳生长

郑永飞　吴元保　张少兵 赵子福
(中国科学技术大学地球和空间科学学院，合肥 230026)

华南新元古代花岗岩形成与 Rodinia 超大陆裂解过程之间的时空关系，是近年来国内外地球科学界研究的热点问题之一。花岗岩是大陆地壳的特征组成，但其来源可以多种多样，形成机制也各有不同，主要涉及壳幔相互作用、玄武岩浆结晶分异、基性下地壳部分熔融和酸性上地壳重熔等过程。虽然其最终来源都与地幔有关，但是无论是基性岩浆分异还是中酸性岩石重熔都涉及到单阶段或多阶段地壳过程。大陆岩石圈地幔及其上覆地壳部分熔融可能是壳幔物质转换的主要途径，地幔超级上涌事件与地壳幕式生长之间可能存在时间和空间上的对应关系。就大陆溢流玄武岩源区来说，是大陆岩石圈地幔部分熔融产物还是地幔柱直接产物，目前尚存在争论。就地幔柱源区来说，有来自来自下地幔底部 2900km 核幔边界的深柱模式(Campbell and Griffiths, 1990)、上地幔底部 660km 过渡带热边界层的浅柱模式(White and McKenzie, 1989)和上地幔顶部局部高温对流模式(Anderson, 2000)。Hill et al.(1992)曾注意到大量长英质熔体的产生在时间和空间上与地幔热异常具有一致性，指出某些花岗岩形成与地幔柱效应有关，认为酸性岩浆的产生是上升到地壳底部的地幔柱头顶部向上进行的传导性热传输效应的结果。俯冲或碰撞加厚造山带的底部对地幔热异常的反应最为明显，因此这里是年轻地壳或沉积岩发生重熔的最有利场所。造山带同时也是大陆裂解的有利场所，裂谷岩浆活动可以发育在裂解边缘和非裂解边缘，将地幔物质有效地转化为地壳物质，导致初生地壳生长、高低温水岩反应、局部地壳物质再循环。

我们在对华南部分新元古代双峰式侵入岩锆石进行 U-Pb 定年的基础上(Li XH, 1999; Li XH et al., 2003; Li ZX et al., 2003)，对扬子陆块周边部分侵入岩锆石进行了激光等离子耦合质谱(LA-ICPMS)法 Lu-Hf 同位素分析和激光氟化(LF)法 O 同位素分析。结果发现，~825Ma 的花岗岩具有负的$\varepsilon_{Hf}(t)$值(–4.4 ~ 0.1)和古元古代 T^c_{DM} 年龄(1.79~1.99 Ga)以及高的$\delta^{18}O$ 值(6.82~10.42‰)，反映了其原岩为古老陆壳并经过风化沉积循环。约 760-750Ma 的花岗岩具有正的$\varepsilon_{Hf}(t)$值(3.3~9.3)、晚中元古代到早新元古代 T_{DM} 年龄(0.95 ~ 1.19 Ga)和接近地幔锆石的$\delta^{18}O$ 值(4.20~6.23‰)，反映了亏损地幔来源和对应的新生地壳生长。

这两个时间的花岗岩浆活动均有同时期基性岩浆活动相伴(Li ZX et al., 1999, 2003)，因此属于典型的双峰式岩浆活动。但两者在物质来源和构造背景上存在一定差别：前者形成于碰撞后造山带拉张环境，可以作为大陆裂解前奏的前裂谷(prerift)岩浆活动；后者则形成于大陆裂解高峰时期，属于同裂谷(synrift)岩浆活动。~825Ma 岩浆岩在矿物之间存在部分不平衡氧同位素分馏，反映了岩浆期后热液蚀变，但是锆石$\delta^{18}O$ 值依然较高，没有形成低 ^{18}O 岩浆。~750Ma 岩浆岩的矿物之间不仅存在不平衡氧同位素分馏，而且有的锆石$\delta^{18}O$ 值低于地幔锆石$\delta^{18}O$ 值 5.3±0.3‰，指示高温超固相水岩反应和低 ^{18}O 岩浆形成。尤其值得注意的是，这些低 ^{18}O 岩浆具有高的正$\varepsilon_{Hf}(t)$值和年轻的 T_{DM} 年龄，反映沿裂谷构造带侵位的幔源岩浆由于热量较高从而导致了源区低$\delta^{18}O$ 岩石部分熔融。而高$\delta^{18}O$ 值岩浆源于地壳重熔，其热能源于下伏岩浆底辟作用，但缺乏直接的地幔物质贡献；引起岩浆活动的热量也有限，没有导致高温水岩反应及其伴随的低$\delta^{18}O$ 岩浆作用。

由于这两期双峰式岩浆活动与 Rodinia 超大陆裂解在时间和空间上密切相关，同时亏损地幔组分对~750Ma 岩浆的贡献相当显著，因此在裂谷岩浆活动高峰时期新生地壳的生长较为突出。如果把引起这两期岩浆的能量和物质与地幔超柱事件相联系的话，早期岩浆活动与 Hill et al.(1992)建议的地幔

柱头效应一致，而晚期岩浆活动反映了脉冲式地幔上涌及其对超大陆裂解的影响(Hill, 1991)。全球 Grenville 期洋壳俯冲出现在 1.3~0.9Ga，俯冲洋壳在地幔过渡带的“雪崩式”跨塌可能是引起新元古代地幔超柱事件(0.83 ~0.74Ga)的重要原因。亏损地幔组分在~750Ma 岩浆中的产出指示，新元古代地幔超柱的物质来源以软流圈地幔为主。裂谷岩浆活动是将地幔物质转化为地壳物质的有效方式之一，因此是大陆边缘初生地壳生长的重要机制。大陆边缘裂谷作用引起的上地幔顶部动力对流能够提供较高的温度，导致浅部地幔上涌(Anderson, 2000)。

References

Anderson D.L., 2000. The thermal state of the upper mantle; No role for mantle plumes. Geophys. Res. Lett., 27, 3623-3626.

Campbell I.H. and Griffiths R.W., 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 99, 79-93.

Hill R.I., 1991. Starting plumes and continental break-up. Earth Planet. Sci. Lett., 104, 398-416.

Hill R.I., Campbell I.H., Davies G.F. and Griffiths R.W., 1992. Mantle plumes and continental tectonics. Science, 256, 186-193.

Li X.-H., 1999. U-Pb zircon ages of granites from the southern margin of the Yangtze Block: timing of Neoproterozoic Jinning Orogeny in SE China and implications for Rodinia Assembly. Precambr. Res., 97, 43-57.

Li Z.X., Li X.-H., Kinny P.D., Wang J., 1999. The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South China? Earth Planet. Sci. Lett., 173, 171-181.

Li X.-H., Li Z.X., Ge W., Li W.-X., Liu Y., Wingate M.T.D., 2003. Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at ca.825Ma? Precambr. Res., 122, 45-83.

Li Z.X., Li X.-H., Kinny P.D., Wang J., Zhang S.-H., and Zhou H., 2003. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. Precambr. Res., 122, 85-109.

White R. and McKenzie D., 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. J. Geophys. Res., 94, 7685-7729.

江南造山带西段岩浆作用特性

周金城　王孝磊　邱检生
南京大学地球科学系，南京大学成矿作用国家重点实验室　南京, 210093

在湖南浏阳南桥的中元古代冷家溪地层中发现了一种高度亏损、具 N-MORB 属性的玄武岩-辉绿岩。这种玄武岩的 K_2O 特低，不相容的高场强元素如 Nb，Zr，Hf，Ti 等和稀土元素的丰度都低于（少数元素接近）N-MORB 的丰度，ε_{Nd}（1271 Ma）为 6.86～8.98。在俯冲带附近 N-MORB 的发现为“九岭古岛弧”的存在提供了新的证据。湘西黔阳、古丈新元古代玄武岩－辉绿岩属碱性玄武岩，其微量元素特征近似于 OIB，它的规模值得进一步调查。广西北部丹洲群中基性－超基性岩的 TiO_2，Ta 及 Nb 的含量低， Hf/Th，Ti/Y 和 Ti / Zr 等的比值也低，La/Ta 和 Th/Yb 等的比值高，据此可以定为“弧玄武岩”。它们不具有 CFB 及 OIB 的地球化学特征，在构造环境判别图解上的标绘点集中在“火山弧玄武岩区”，少数样品位于“弧后盆地玄武岩区”。至今未发现具高温特征的高镁熔岩，也未见大规模放射性岩墙群。这些基性岩的规模极小（约 100 km^2 ）,不具有地幔柱来源的镁铁质岩浆的特性。桂北及湘东北的新元古代强过铝（SP）花岗岩体与江西九岭岩体、安徽许村岩体、修宁岩体、歙县岩体等具有相似的特征，它们沿江南造山带呈带状分布，其形成与华夏和扬子板块之间的碰撞事件有关。在全球不同时代的造山带中都有 S-型花岗岩出露；地幔柱岩浆作用形成的“镁铁质大火成岩省”中，出现的少量花岗岩是非造山、板内或 A-型花岗岩，而不会是 S-型花岗岩。不能把 S-型花岗岩作为地幔柱岩浆作用的证据。这些都说明“江南造山带”的厘定有充分的岩石学证据。

江西九岭新元古代花岗岩的锆石 Hf 同位素与岩石成因*

钟玉芳　马昌前　余振兵　续海金
地质过程与矿产资源国家重点实验室，中国地质大学地球科学学院，武汉 430074

近年来，华南新元古代岩浆作用与 Rodinia 超大陆拼合和裂解以及地幔柱事件的关系是国内外地球科学界研究的热点问题之一。目前学术界对华南新元代火成岩的成因和形成的构造背景存在两种完全不同的观点，Li Z.X.（1999）和 Li X.H.（2002）等认为这些火成岩的形成与新元古代 Rodinia 超大陆下的地幔柱活动有关，把年龄约 825Ma 的火成岩都视为地幔柱导致下地壳熔融的产物，并属于“前裂谷期”火成岩，而年龄为 780-745Ma 的中酸性岩、基性岩则属于“同裂谷期”火成岩；与此不同，另一部分学者认为华南新元古代火成岩是岩浆弧作用的产物（Wang X.L.，2004； 周金城，2003 ；Zhou M.F.，2002a,b），其中的花岗岩是华夏地块与江南古岛弧（或扬子板块和华夏板块）碰撞过程中基底变质岩发生部分熔融形成的。争论的焦点之一就是如何解释华南新元古代火成岩地球化学数据所显示的岛弧特征。

花岗岩的物源是探讨花岗岩成因的核心问题之一。九岭新元古代花岗岩在化学成分表现出过铝质、含富铝矿物堇青石的特征，过去被认为是 S 型花岗岩。但它们在 Nd 同位素组成上，表现出 εNd(t) 值较高（－0.2～-6.2，高于一般的 S 型花岗岩）的特点。为了探讨花岗岩的成因，我们在锆石 SHRIMP 年代学和全岩 Sm-Nd 同位素示踪的基础上，对花岗岩中的锆石进行了 Hf 同位素研究。

研究表明，大部分锆石的 εHf(t)>0，集中于 0~12，7 颗锆石的 εHf(t)>10，高达 13.34，另有 7 颗锆石的 εHf(t)<0（图 1）；大部分锆石的模式年龄分布于 1100-1400Ma（felsic crustal）、1100～1600(average crustal)之间（图 2）；有两颗锆石的初始 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 较高，εHf(t)值也最高，对应的模式年龄略大于岩体的形成年龄为 8.60-8.89Ga，反映锆石来源于新生的幔源物质；此外有 7 颗锆石的 εHf(t)<0，其初始 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 较低(0.282197-0.281920)， 对应的模式年龄明显老于 εHf(t)为正值的锆石的模式年龄，TDM_2 为 1647－2141Ma(felsic crustal),1847～2461Ma（average crustal），反映锆石来源于比较古老的地壳。

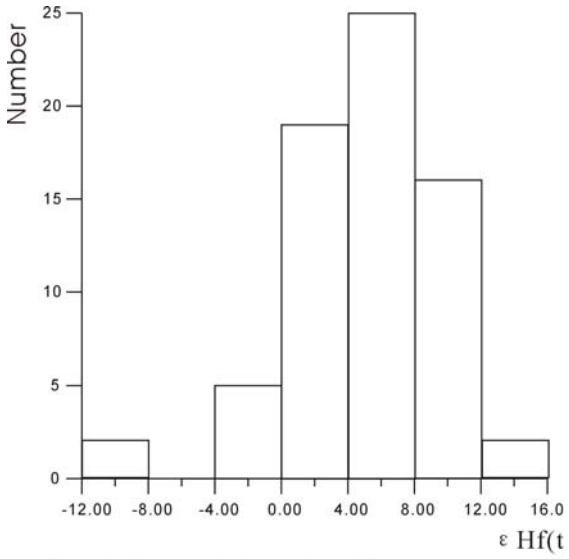


图1 九岭新元古代花岗岩锆石 ε Hf(t)直方图

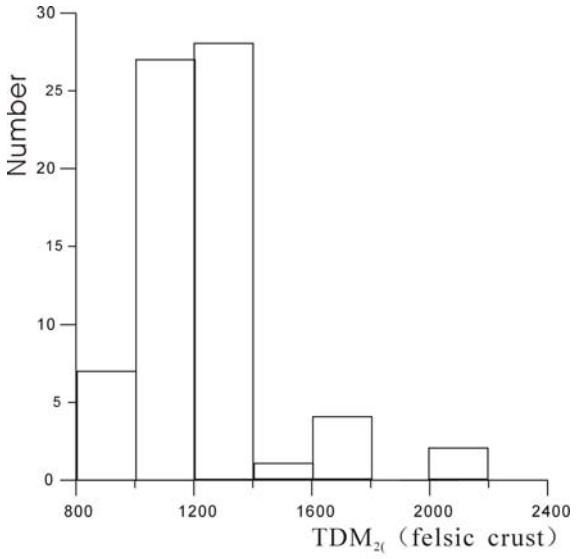


图2 九岭新元古代花岗岩锆石Hf同位素模式年龄直方图

*基金项目：中国地质大学优秀青年教师基金、地质过程与矿产资源国家重点实验室开放基金资助.
E-mail:zhongyufang@cug.edu.cn

郑永飞等（Zheng,2004；2005）对桂北、云南以及安徽～825Ma 的花岗岩中的锆石进行了 Hf 和 O 同位素的研究，约 825Ma 的皖南、桂北的花岗岩的大部分锆石具有负的 ε Hf(t)值（-4.4～0.1）以及高的 $\delta^{18}O$ 值（6.82～10.42‰），只有极少量的锆石的 ε Hf(t)大于 0，TcDM 年龄为 1.79～1.99Ga，反映了其源岩为古老陆壳并经过风化沉积循环。而 760-750Ma 的花岗岩具有正的 ε Hf(t)值（3.3～9.3），TDM 年龄为 0.95～1.19Ga 和接近地幔的 $\delta^{18}O$ 值（4.20～6.23‰），反映了亏损地幔来源。具有负的 ε Hf(t) 值的花岗岩被认为是地幔柱头热效应的产物，而后者被解释为属同裂谷期具有明显地幔物质加入的花岗岩。

可以看出，九岭新元古代的花岗岩的锆石的 Hf 同位素组成与同期华南其它新元古代花岗岩的锆石的 Hf 同位素组成有很大的差别。九岭新元古代花岗岩的大部分锆石的 ε Hf(t)>0 和全岩 ε Nd(t) 值趋于零的特征表明，九岭花岗岩的物源主要来自于成熟度极低、甚至是未经风化循环的基性物质，并有可能有部分地幔物质的卷入。而且堇青石花岗岩形成于较大深度、不太富水、有幔源底侵物质卷入的情况，甚至有的就是玄武岩的部分熔融产物。对此特征有两种可能的解释：1) 花岗岩的物源主要来自于地幔，并有少量地壳物质的加入。这一模式要求在地壳深部有一大岩浆房，由古老地壳熔融形成的岩浆与新生幔源岩浆在岩浆房中充分混合然后侵位形成九岭花岗岩。但岩体中未出现岩浆混合的现象，闪长质的包体数量有限，难以作为岩浆混合的证据，九岭地区也并未发现同期的基性岩浆的活动。此外，九岭花岗岩规模巨大，在地壳深部存在一大岩浆房并且使基性岩浆和酸性岩浆充分混合后再侵位，这种可能性是比较小的。2) 花岗岩的物源主要是成熟度低的下地壳的物质熔融形成，同时还有少量古老地壳物质和新生幔源物质的加入。后一种过程的可能性较大，主要的证据有：

九岭花岗岩产于扬子和华夏的拼合带内，已有的研究表明九岭地区南缘在中元古时期曾存在九岭古岛弧（王孝磊等，2003），并且有资料表明中元古时期造山运动中华夏板块俯冲于扬子板块之下。在扬子板块，已知的 Grenville（0.93～1.0Ga）造山期火山－沉积岩系都分布在扬子地块的周边（李献华等，1994；Z X Li,et al.,2002;XH Li, et al.,2002;Ling, et al., 2003；王孝磊等，2003））。九岭新元古代花岗岩中获得了 869～910Ma、1069 Ma 的锆石年龄，Li X H et. al（2002）也在九岭花岗岩中获得了 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 891Ma 和 896Ma 的年龄，并在安徽许村花岗岩中获得了 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 864 和 873Ma 的锆石年龄，Li et al(2002)把这些锆石解释为捕虏晶。吴荣新等(2004)对皖南新元古代的花岗岩的锆石年代学研究中获得了年龄为 877Ma~892Ma 的继承锆石，与周新民等（1992）报道的浙北双溪坞火山岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄 904±4～875±4Ma 一致。在湖南郴州、道县至广西十万大山一带，也发现有～900～910Ma 的继承锆石。扬子东南缘沿皖南－九岭－湖南郴州－广西一线分布有 860-910Ma 的锆石，它们可能形成于扬子板块和华夏板块在新元古代碰撞后出现的岩浆活动，同时暗示该带为扬子和华夏板块的拼合带。在华夏板块内部，有较多的年龄数据表明存在 1.2-1.9Ga 的岩浆活动，并且在～1.8Ga 和～1.4Ga 华夏板块存在明显的陆壳的增生。而在扬子板块一侧，除扬子板块东南缘的拼合带之外，内部的基底年龄记录一般大于 1.8Ga，尚无足够的证据说明扬子板块内部有 1.2-1.9Ga 的岩浆活动存在。九岭花岗岩的残余锆石年龄、Hf 同位素等数据表明，九岭花岗岩的物源与华夏基底存在较为密切的联系。因此，在中元古－新元古时期扬子板块与九岭古岛弧、华夏板块发生碰撞，在拼合带内，由来源于古岛弧和华夏基底的成熟度低的物质以及少量来自上部扬子古老基底的物质熔融形成九岭花岗岩是极有可能的。此外，推断形成过程中有少量古老物质加入，除锆石的 Hf 同位素的模式年龄之外，还得到了其他证据的支持：花岗岩中出现 Pb-Pb 年龄为的 1.06～1.88Ga 的残余锆石（钟玉芳等，2005）以及少量样品具有 1.95～2.37Ga 较大的 Nd 同位素的模式。

由于地球化学数据可能存在多解性，仅根据华南新元古代火成岩的地球化学特征尚难以说明它们形成于岛弧环境，因为具有岛弧特征的花岗岩不仅可以形成于岛弧环境，还可以由古岛弧区内的

物质熔融形成。因此，要阐明华南新元古代花岗岩形成的动力学环境需要收集其它的证据。

华夏地块上存在新元古代（818±9Ma，锆石 SHRIMP）板内裂谷型火山岩，在形成时间和岩石地球化学特征上与扬子周边广泛分布的新元古代裂谷成因的火山岩一致（李武显等，2004），可能表明华夏地块和扬子地块在这次岩浆活动之前的四堡造山运动（～1.0Ga ）时已经拼合形成统一的华南地块（Z X Li,et al.,2002）。此外，华南在新元古时期存在大规模的高温热液蚀变，新元古代蚀变岩石部分熔融形成低 $\delta^{18}O$ 岩浆，可能与 Rodinia 超大陆裂解和地幔超柱事件有关（Zheng et al，2004）。目前似乎有更多的证据支持地幔柱模式。

在华南新元古代的花岗岩形成过程中，漫长的消减与短暂的地幔柱活动相结合也不是不可能的（周新民，2003）。扬子东南缘九岭、皖南新元古代（～825Ma）的花岗岩中出现的年龄为 860～910Ma 锆石，其成因可能与 780~840 Ma 的锆石成因不一样，它们可能形成于扬子和华夏碰撞之后的岩浆活动，从约 840 Ma 开始，由于地幔柱头的热效应，使地壳物质发生熔融，形成了华南新元古代大规模的花岗岩和酸性火山岩。

感谢吴福元教授的指导和帮助。

主要参考文献

Li Zheng-Xiang , Li Xian-hua, Kinny P.D., Wang Jian.. The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South China? Earth and Planetary Science Letters ,1999,173 :171–181

Li Xian-hua, Li Zheng-Xiang , Zhou Hanwen, Liu Ying , Kinny Peter D. U–Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian Rift of South China: implications for the initial rifting of

Rodinia . Precambrian Research,2002, 113 : 135–154

Wang Xiaolei, Zhou Jincheng, Qiu Jiansheng, Gao Jianfeng. Geochemistry of the Meso- to Neoproterozoic basic–acid rocksfrom Hunan Province, South China: implications for the evolutionof the western Jiangnan orogen. Precambrian Research ，2004，135： 79–103

Zhou Mei-Fu, Yan Dan-Ping, Allen K. Kennedy , et al. SHRIMP U~Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China. Earth and Planetary Science Letters, 2002, 196 : 51~67

Zhou Mei-Fu, Kennedy, A.K., Sun Ming, Malpas, J., Lesher, C.M.,2002b. Neoproterozoic arc-related mafic intrusions along the Northern Margin of South China: implications for the accretion

of Rodinia. J. Geol. 110, 611–618.

Zheng Yong-fei, Wu Yuan-bao, Chen Fu-kun, Gong Bing, Li Long, Zhao Zi-fu. Zircon U-Pb and oxygen isotope evidence for a large-scale ^{18}O depletion event in igneous rocks during the Neoproterozoic. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2004, 68:4145~4165.

李显武，李献华，李正祥. 2004. 华夏地块新元古代板内裂谷型双峰式火山岩：锆石U-Pb年代学、地球化学及构造意义. In:2004年全国岩石学与地球动力学研讨会论文摘要.105～106.

王孝磊，周金城，丘检生，高剑峰.湖南中－新元古代火山－侵入岩地球化学及其成因意义.岩石学报，2003,19(1)：49~60.

周新民.对华南花岗岩研究的若干思考.高校地质学报，2003, 9(4)：556~565.

周金城，王孝磊，丘检生，高剑锋.桂北中－新元古代铁镁质的地球化学.岩石学报，2003,19(1)：9~18.

钟玉芳，马昌前，佘振兵等.江西九岭花岗岩类复式岩基锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究.地球科学，2005(待刊).

郑永飞，吴元保，张少兵等.华南新元古代花岗岩锆石铪和氧同位素研究：地幔柱头效应？矿物岩石地球化学通报，2005,24,增刊：160.

浙江江山石英闪长岩体的锆石 U—Pb 年龄与岩石地球化学
——江绍断裂带晚元古代火成岩组合与成因

董传万　张登荣　董良云　闫　强
（浙江大学地球科学系，杭州，310027）

在浙江省境内，沿江绍断裂带，从北东段的绍兴，经诸暨、金华，到断裂带的西南段的江山，陆续出现多个前寒武纪中酸性火成岩体。前人对江绍断裂带前寒武纪火成岩进行过许多研究工作，但大都集中在该断裂带的北东端几个岩体，如绍兴的平水岩体、诸暨璜山岩体上，而对江绍断裂带西南端的同类型岩石，仍缺少精确的年龄数据与地球化学性状的了解。为较全面而又比较准确的认识江绍断裂带前寒武纪岩浆活动的年代和特征，作者对江山石英闪长岩进行定年和岩石地球化学研究。

1　江山石英闪长岩颗粒锆石 U—Pb 法定年

江山石英闪长岩体，位于江山市东侧，出露在达河—大川断裂带北西桑淤、赵家、陈村一带，出露面积 14.15 平方千米。岩石呈深灰色或绿色，中—粗粒半自形结构，局部呈微文象结构。主要矿物有斜长石（54—75%）、钾长石（10—20%）、石英（8—16%），角闪石（5%±），还有少量的黑云母等，副矿物有磷灰石、锆石、磁铁矿。斜长石呈板柱状，见有正环带构造， An= 44—32，属中长石。钾长石半自形板状，具条纹构造。

选择江山石英闪长岩（样号 江—2），人工破碎至小于 100 目，掏洗后作常规重砂分离，在双目镜下选出近 200 多粒锆石，再在显微镜下选出无包裹体、无裂缝和透明的锆石。这些锆石浅紫红色，无色者少见，呈短柱状或长柱状自形晶体，显示岩浆结晶的特点。

以上锆石样品由国土资源部天津地质矿产研究所李惠民采用同位素稀释法进行定年，获得结果为 924±23 Ma，由于锆石是 SiO_2 饱和矿物，其晶出时间与岩石中石英相仿，所以可将该年龄作为江山石英闪长岩固结的中间年龄（即岩石生成或侵位年龄），表明江山石英闪长岩形成于 900 百万年前，是晚元古代晋宁期岩浆活动的产物。

结合江绍断裂带其它前寒武纪深成火成岩的同位素年龄数据，如诸暨璜山石英闪长岩 889±10 Ma（角闪石 K—Ar 法，周新民等，1992）、诸暨石角辉石角闪岩 844 Ma（角闪石 K—Ar 法，水涛等，1988）、诸暨石角辉闪岩 832.2±6.8 Ma（角闪石坪年龄，劳秋元等，1989）、金华庙后二长花岗岩 832±44 Ma（锆石 U—Pb 法，浙江省地质矿产局，1987）、绍兴平水闪长岩 802±8 Ma（角闪石 K—Ar 法，周新民等，1992）等，表明在晚元古代（900—800 百万年左右），沿江绍断裂带，发生过以石英闪长质中酸性岩浆为主的岩浆活动，形成辉石角闪岩—闪长岩—石英闪长岩—花岗岩组合。

2　岩石地球化学

江山石英闪长岩类的 SiO_2 含量在 63.08—65.18%之间，Al_2O_3=15.60—16.23%，CaO=2.06—4.03%，全碱含量（Na_2O+K_2O）在 6.80-7.20%之间，$Na_2O>K_2O$，A.R=2.01—2.35，ASI（铝饱和指数）=0.94—1.12。

在用 K_2O—SiO_2 的造山带岩石系列判别图上，江山石英闪长岩与江绍断裂带中同时代岩石总体上都属造山带钙碱岩系，其中绝大部分闪长岩—石英闪长岩为中钾钙碱性岩系（即狭义的钙碱性系列），SiO_2 较高的花岗岩，投落高钾钙碱性岩系区。在 AMF 图上，所有岩石呈现完整的钙碱性演化趋势。

江山石英闪长岩的稀土含量较高，达 133—139 ppm；轻稀土富集，LREE / HREE>8，说明在

岩石的形成过程中，在残留相中有富 HREE 的矿物，如石榴子石的存在（赵振华，1989）；δ=0.7。江山石英闪长岩的稀土特征与江绍断裂带中同时代花岗质岩石的很相似，它们的稀土配分曲线都相对平滑，向右倾斜，无明显的“V”型谷。

江山石英闪长岩的微量元素特征，也和江绍断裂带中同时代花岗质岩石的很相似，普遍而强烈地富集 Rb、Th、K、Ba、Ce、Zr、Hf，而贫 Sr、Nb-Ta、P 和 Ti。它们的蜘网图形态相似，在蜘网图上均出现 K – Rb – Ba - Th 峰和 Nb-Ta、P、Ti 槽，而 Ce、Zr-Hf 相对富集，总体呈尖峰形，其中正尖峰位置的元素正是增添于产生玄武岩浆的地幔源中消减带组分或产生花岗质岩浆的地壳的易熔组分。大离子亲石元素的富集和 Nb-Ta、P、Ti 的亏损，是形成于岛弧 / 活动大陆边缘的钙碱性岩系长英质岩石的地球化学特征（Condie, K.C., 1989, Wison, M., 1989）。

江山石英闪长岩的(^{87} Sr / ^{86} Sr)i 为 0.7027—0.7029，与西裘、璜山的石英闪长岩的非常接近，均落在代表上地幔锶同位素演化特征的“玄武岩源区”范围内，说明它们直接或间接来自上地幔，没有受到外来的放射成因锶的明显的混染（Faure G.,1977）。江山石英闪长岩与金华北山、西裘和诸暨璜山等地的晚元古代花岗岩类具有相似的 Sm、Nd 同位素特征：它们的 ε_{Nd}（T）为+2.40—+4.4，均大于 0，它们的钕模式年龄也基本相同，T_{DM}=1.2—1.3Ga。正的 ε_{Nd}（T）值和低的初始 ^{87} Sr / ^{86} Sr 值，反映了以上岩体的物质来源与上地幔有关。它们的钕模式年龄 T_{DM} 大于它们的形成年龄，反映出其形成过程中有少量的地壳物质的混染或说明很可能是先存的地幔物质，如大洋火山岩以及包括经历过一次沉积旋回的火山沉积岩部分熔融而形成（沈渭洲等，1992）。

值得注意的是，江绍断裂带中晚元古代的花岗岩类的同位素特征与江绍断裂带出露的双溪坞群火山岩的相似，后者西碧—角斑岩的 Sm—Nd 等时线年龄为 978Ma（章邦桐等，1990），ε_{Nd}（T）=+4.6±0.3，(^{87} Sr / ^{86} Sr)$_i$ = 0.7033（沈渭洲等，1992）, T_{DM}=1.2—1.4Ga; 双溪坞群中安山岩的 ε_{Nd}（T）为 5.0—6.18，T_{DM} =1.1—1.2Ga（程海，1993）由此说明，沿江绍断裂带出露的晚元古代花岗岩类和双溪坞群火山岩是同源，都是由幔源岩浆通过结晶分异，或是由先存的幔源物质通过部分熔融的方式形成。

4 江绍断裂带晚元古代火成岩的形成地质背景与成因

火山岩类和侵入岩的产出，都与一定的构造环境相联系。各类岩石的地球化学性状，为判别岩石形成的构造背景提供了有效的制约。江山石英闪长岩与金华北山、西裘和诸暨璜山等地的晚元古代花岗岩类，在时空上与一套略早生成的晚元古代岛弧型火山—沉积岩系（周新民，2003）。在 R1—R2 图上，晚元古代花岗岩类投影点都集中在 2 区，即与俯冲有关的花岗岩区；在 Pearce 的各类花岗岩构造环境判别图，Y—Nb、Yb—Ta、Y+Nb—Rb 和 Yb+Ta—Rb 图解上，无一例外地都落在火山弧区，说明它们形成于岛弧环境。

以上资料表明，江山石英闪长岩体是是晚元古代晋宁期岩浆活动的产物，包括江山石英闪长岩在内的沿江绍断裂带分布的前寒武纪火成岩类是江南古岛弧的重要组成，由幔源岩浆演化而生成。

本研究得到国家自然科学基金(40372035) 和国家杰出青年科学基金(40125007)支持。

参考文献（略）

浙闽沿海晚中生代二类 A 型花岗岩：地球化学对比及岩石成因探讨*

邱检生　王德滋　蒋少涌　王汝成　徐夕生　胡 建
南京大学地球科学系，南京 210093

浙闽沿海广泛分布晚中生代 A 型花岗岩，它们均产于丽水—海丰断裂以东的中生代火山活动区，并明显受到长乐—南澳断裂的控制，构成一条长约 800km，宽约 60~80km，呈 NNE 向展布的岩带。按矿物组合及岩石地球化学特征，区内 A 型花岗岩可区分为二类，即过碱性 A 型花岗岩（peralkaline A-type granite，简称 PA）和铝质 A 型花岗岩(aluminous A-type granite，简称 AA)，其中后者是区内 A 型花岗岩的主体。前人对区内 A 型花岗岩进行过不同程度的研究，但以往的工作多集中在研究含碱性铁镁矿物的过碱性 A 型花岗岩，而对缺乏碱性铁镁矿物的准铝-弱过铝的铝质 A 型花岗岩则研究较少，对区内铝质与过碱性 A 型花岗岩的成因联系也缺乏深入探讨。为此，本文在综合已有资料的基础上，着重对比了二类 A 型花岗岩地质地球化学特征的差异，并探讨了二者的成因联系。

1 地质概况及岩石学

区内二类 A 型花岗岩在空间上均常与 I 型花岗岩共生，构成 I-A 型复合岩体，其中 A 型花岗岩的侵位晚于 I 型花岗岩。根据对区内 I-A 型复合岩体已有年龄资料的统计，表明二类 A 型花岗岩的时代无显著差异，年龄主要变化于 90~100Ma，而 I 型花岗岩的年龄均在 100Ma 以上，复合岩体中 A 型与 I 型花岗岩之间普遍存在 5Ma 以上的时差，A 型花岗岩是区内花岗质岩浆活动最晚阶段的产物。

二类 A 型花岗岩的组成矿物均主要为石英和碱性长石，但在次要矿物组成上存在一定差别。铝质 A 型花岗岩常含一定量斜长石，铁镁矿物含量很低(<2%)，且主要为黑云母，而碱性花岗岩中斜长石含量很少或缺乏，并常含数量不等的碱性铁镁矿物（霓石、钠铁闪石），它们多呈填隙状分布于长英质矿物之间，表明为最晚阶段岩浆结晶的产物。

二类 A 型花岗岩均普遍发育晶洞构造，但晶洞中的矿物组合存在较明显的差别。铝质 A 型花岗岩的晶洞中或其副矿物组合中常有石榴子石、白云母等富铝矿物，在金刚山、乌山岩体中还发现有刚玉，而过碱性 A 型花岗岩的晶洞中则常充填碱性铁镁矿物。铝质 A 型花岗岩中的石榴子石呈褐红-棕红色，多与萤石、白云母共生, 充填在石英与钾长石的间隙中。在晶洞中石榴石尤为发育，呈完好的晶型长在石英或钾长石的表面。化学成分上具有明显的富锰特征，端元组份中锰铝榴石分子多在 90%以上，表明其种属应为锰铝榴石。白云母除与萤石、石榴石及红钛锰矿共生外，更多地出现在岩体内部的晶洞中，与石英、钾长石等构成伟晶岩囊状体，它们在化学成分上也具富锰特征，并富氟。

二类 A 型花岗岩中石英和碱性长石多呈文象交生，在岩体的顶部及边缘相文象结构十分发育，结合岩体普遍发育晶洞构造的特点，表明它们的定位深度较浅。洪大卫等（1987）根据地质和地球化学特征综合推断，区内 A 型花岗岩的定位深度不超过 3km，因此实际上是一类次火山岩相花岗岩。

2 地球化学对比

对区内 8 个典型 A 型花岗岩体已发表的资料进行了综合分析，其中 4 个为过碱性 A 型花岗岩，分别为魁歧、青田、瑶坑和桃花岛；4 个为铝质 A 型花岗岩，分别为乌山、金刚山、新村和普陀山。在此基础上，系统对比了二类 A 型花岗岩地球化学特征的差异。

*本项研究得到国家创新研究群体科学基金（40221301）和教育部新世纪优秀人才支持计划（NCET-04-0459）的联合资助。

2.1 主量元素

二类 A 型花岗岩均显著富硅，并普遍具有低的 Fe_2O_3、FeO、MgO 和 CaO 含量，但在化学组成上仍具一定差别，主要表现在铝质 A 型花岗岩较过碱性 A 型花岗岩相对贫碱，富铝，Al_2O_3 含量一般大于 12%，铝饱和指数多大于 0.95，碱铝指数则普遍小于 1.0。此外，铝质 A 型花岗岩的 Fe_2O_3 含量普遍低于过碱性 A 型花岗岩，氧化指数变化范围较大，但总体低于过碱性 A 型花岗岩，说明后者形成于相对氧化的介质环境。

2.2 稀土和微量元素

二类 A 型花岗岩均富轻稀土而贫重稀土，但过碱性 A 型花岗岩的稀土总量总体较高，且变化范围也大（$\Sigma REE= 93.29\times10^{-6}$~$451.54\times10^{-6}$），而铝质 A 型花岗岩的稀土总量相对偏低（$\Sigma REE= 91.42\times10^{-6}$~$160.50\times10^{-6}$）。此外，过碱性 A 型花岗岩轻、重稀土（尤其是重稀土）的分馏程度总体较铝质 A 型花岗岩偏低。二类 A 型花岗岩具有相似的微量元素分布模式，均显著富 Rb、Th、U 和亏损 Sr、Ba、P、Ti，但铝质 A 型花岗岩的 Nb、Ta、Zr、Hf、Ga 等元素（特别是 Zr）的含量及 Ga/Al 比值均低于过碱性 A 型花岗岩。

2.3 Nd 同位素

区内 A 型花岗岩的 Nd 同位素组成在区域上具有明显的差异，浙江境内 A 型花岗岩的$\varepsilon_{Nd}(t)$值（= -8.2 ~ -10.1）明显低于福建境内的 A 型花岗岩（$\varepsilon_{Nd}(t)$ = -3.5 ~ -5.2），但是，在同一地区相邻产出的铝质与过碱性 A 型花岗岩则具相似的 Nd 同位素组成，如位于岩带北部的普陀山铝质 A 型花岗岩和桃花岛过碱性 A 型花岗岩的$\varepsilon_{Nd}(t)$值分别为-9.3 和-9.1~ -10.1，二者基本在测试的误差范围内；类似的例子也见于福建，如金刚山和乌山等铝质 A 型花岗岩的$\varepsilon_{Nd}(t)$值为-4.3 ~ -5.0，魁歧过碱性 A 型花岗岩的$\varepsilon_{Nd}(t)$值为-3.5 ~ -5.2，二者的$\varepsilon_{Nd}(t)$值也十分接近。二类 A 型花岗岩 Nd 同位素组成相似的特点说明它们应具相似的岩浆源区。

3 讨 论

3.1 岩浆起源

对 A 型花岗岩的岩浆起源存在多种不同的认识，其中争论的焦点是地幔物质在成岩过程中的作用。由于 Nd 同位素具有强的抗扰动能力，因此可以有效地示踪 A 型花岗岩的岩浆源区。区内 A 型花岗岩具有中等或显著偏低的负$\varepsilon_{Nd}(t)$值，说明它们并非是幔源岩浆直接结晶的产物。Nd 同位素示踪指示岩浆应起源于古老基底地壳物质的熔融，但有不同比例地幔物质的加入，即为壳幔混源成因。二元混合模拟计算表明福建境内 A 型花岗岩成岩过程中地幔物质的卷入比例变化于 53.5%～61.1%，浙江境内为 27.3%～38.8%。

3.2 过碱性与铝质 A 型花岗岩的成因联系

以富碱、贫水和非造山三方面特点为标志的 A 型花岗岩一般是碱过饱和，而铝则不饱和（Loiselle & Wones, 1979），但随着研究的深入，越来越多的学者注意到 A 型花岗岩除有碱过饱和的过碱性花岗岩外，还包括准铝、弱过铝、有时甚至是强过铝的铝质 A 型花岗岩（Poitrasson *et al*., 1995; King *et al*., 1997; Bonin *et al*., 1998; Rajesh, 2000）。前人对二类 A 型花岗岩的成因特点进行了广泛研究，Poitrasson *et al*. (1995)认为铝质 A 型花岗岩起源于未经先期熔融事件的含角闪石、富 K_2O 变质镁铁质堆积岩的部分熔融，而过碱性 A 型花岗岩则为幔源岩浆与下地壳物质相互作用的产物。King *et al*. (1997)认为铝质 A 型花岗岩不应与过碱性 A 型花岗岩归为同一类，二者具不同的地球化学特征，

并有不同的成因，其中铝质 A 型花岗岩起源于相对还原的、H_2O 和 F 含量类似于 I-型花岗岩源区的长英质下地壳的部分熔融，而过碱性 A 型花岗岩则为相对“干”的幔源镁铁质岩浆分异的产物。尽管各家观点对铝质 A 型花岗岩的源区物质组成存在一定分歧，但他们均一致主张铝质 A 型花岗岩与过碱性 A 型花岗岩有不同的源区，而 Nd 同位素资料显示区内二类 A 型花岗岩有相似的岩浆源区，二者均为幔壳物质混熔的产物。由于岩石的 Nd 同位素组成不受岩浆分异演化的影响，因此区内二类岩石地球化学特征的差异最可能为岩浆分异演化的具体途径不同所致，而并非由岩浆源区的差异所引起。

从二类岩石的矿物组合来看，铝质 A 型花岗岩铁镁矿物含量很低，且主要为黑云母，并有一定的斜长石含量(10-20%)及锰铝榴石和白云母等富铝矿物，而碱性花岗岩缺乏斜长石或含量极低，但有一定量的碱性铁镁矿物，这一矿物组合的差别充分显示二者的分异演化途径不同。Collins *et al.* (1982)的研究资料表明，卤族元素（特别是 F）对 A 型花岗质岩浆的分异演化趋势有重要影响，如果岩浆富 F，则有利于角闪石的分离结晶而使岩浆向富碱过铝方向演化；如果岩浆 F 含量较低，则早期不易发生角闪石的分离结晶，而有利于富钙斜长石的分离结晶，从而使岩浆向过碱贫铝方向演化，这一研究结果与本区二类花岗岩的矿物组合一致。因此，我们认为岩浆体系中 F 含量的差异而引起的岩浆分异演化途径的不同，可能是导致本区二类 A 型花岗岩具不同地球化学特征的主要原因。

4 结论

（1）浙闽沿海晚中生代 A 型花岗岩可区分为二类，即过碱性 A 型花岗岩和铝质 A 型花岗岩。铝质 A 型花岗岩常含有锰铝榴石和富锰白云母，而过碱性 A 型花岗岩则常含有钠闪石、钠铁闪石和霓石。地球化学组成上，铝质 A 型花岗岩较过碱性 A 型花岗岩具有高的 Al_2O_3 含量，低的 Nb、Zr、Ga、Y 含量和低的 Ga/Al 比值。

（2）同一地区相邻产出的铝质与过碱性 A 型花岗岩具有相似的 Nd 同位素组成，表明二者具有相似的岩浆源区，同位素示踪指示二者均为壳幔混源岩浆经高程度分异结晶的产物。

（3）根据地质地球化学特征综合推断，岩浆体系中 F 含量的差异而引起的岩浆分异演化途径的不同，可能是导致本区二类 A 型花岗岩具不同地球化学特征的主要原因。

参考文献（略）

广东龙窝和白石冈岩体锆石 U-Pb 年代学、黑云母矿物化学及其成岩指示意义*

胡 建　邱检生**　王汝成　蒋少涌　徐夕生　王孝磊
南京大学地球科学系，南京 210093

黑云母是花岗岩类岩石中最主要的铁镁矿物，在研究母岩岩浆起源、成岩过程、后期热液作用及成矿元素富集等方面均具有重要的指示意义。前人基于黑云母主量元素特征对其成岩意义进行了深入探讨（Foster, 1960; 周作侠，1988），但利用黑云母微量元素组成来反演母岩成岩条件和成岩过程的研究则甚为缺乏或几近空白。近年来，随着激光剥蚀-电感耦合等离子质谱（LA-ICP-MS）技术的广泛运用和不断发展，使得对黑云母进行原位微区成分测定并获得高精度微量元素含量成为可能，因而可以有效地应用于成岩过程示踪（Bea et al., 1994；赖绍聪等, 2002）。本文以广东龙窝和白石冈岩体为对象，在对岩体进行精确定年的基础上，着重运用 EPMA 和 LA-ICP-MS 技术，系统测定了二岩体中黑云母的主量和微量元素组成，并据此讨论了它们的成岩指示意义。

1 岩体地质概况

龙窝和白石冈岩体位于近东西向展布的广义佛冈杂岩体的最东端，均侵入于下侏罗统蓝塘群砂页岩中，岩体主要定位于东西向的佛冈-丰良深断裂与一系列北东向断裂（如邵武-河源断裂、紫金-博罗断裂等）的交汇部位。龙窝岩体的主体岩性为花岗闪长岩，其中含暗色闪长质包体，属于分异演化程度较低的中酸性花岗岩类。白石冈岩体主体岩性为中粗粒黑云母花岗岩，缺乏各类岩石包体或含量甚少，属高分异的 I 型花岗岩（邱检生等，2005）。

2 锆石 U-Pb 年代学

在澳大利亚国立大学地球科学研究所 ICP-MS 实验室运用 ELA-ICP-MS（Excimer Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry）定年技术，获得龙窝岩体的锆石 U-Pb 年龄为 169.1±2.5 Ma（邱检生等，2004）。白石冈岩体虽进行过单颗粒锆石 U-Pb 年龄测定，并获得了 148.5±1.6 Ma 的成岩年龄（邱检生等, 2005），但被测锆石的阴极发光（CL）和背散射（BSE）影像均显示颗粒具较复杂的内部结构，因此，用传统的单颗粒 U-Pb 定年方法得出的可能是混合年龄，为此，我们在西北大学大陆动力学教育部重点实验室利用 LA-ICP-MS 技术，对该岩体的成岩年龄作了进一步的精确测定，获得 157.8±2.3 Ma (MSWD = 7.4)的成岩年龄，定年结果显示二岩体均为燕山早期岩浆活动的产物。

3 黑云母矿物化学

3.1 主量元素

探针成分表明，二岩体中的黑云母均具有富铁贫镁特征，但龙窝岩体较白石冈岩体中的黑云母相对富镁，并具偏高的镁铁比值，按 Foster（1960）分类，龙窝黑云母属典型的铁质黑云母，而白石冈黑云母则为铁叶云母或铁黑云母。此外，龙窝岩体中黑云母的 TiO_2 含量相对偏高，而 Al_2O_3 含量则相对偏低。黑云母主量元素特征与全岩化学特征所揭示的龙窝岩体相对偏基性的特点一致。

*本项研究得到国家自然科学基金重点项目 (40132010)、国家创新研究群体科学基金项目（40221301）和教育部新世纪优秀人才支持计划项目（NCET-04-0459）的联合资助。
** 为本文通讯作者。

3.2 稀土和微量元素

龙窝岩体中黑云母的稀土总量极低（0.05~0.14ppm），而白石冈岩体黑云母的稀土总量则变化范围甚大（1.87~299ppm），二者的稀土配分型式均显示 Ho 负异常，但 Eu、Ce 异常的情况各不相同，白石冈岩体中的黑云母表现出强烈的 Eu 负异常（δEu=0.07~0.19）和中等 Ce 负异常（δCe=0.24~0.57）；而龙窝岩体中的黑云母则具 Eu 正异常（δEu=1.77~5.97），其 Ce 元素多数样品为负异常（δCe=0.14~0.92），但也有呈正异常者（δCe=1.26）。

微量元素组成上，二岩体中的黑云母均富 Rb、Ba、Nb、Ta、Pb，而贫 Sr、Cr、Ni、Zr，但彼此仍存在差别，主要表现在白石冈岩体中的黑云母相对富 Rb 贫 Ba，过渡族元素 V、Cr、Co、Ni 的含量也明显偏低，而高场强元素 Nb、Ta、Y 等和放射性生热元素 U、Th 等则相对偏高，上述微量元素变异特征一方面与白石冈岩体的高分异演化有关，另一方面，还可能与成岩条件和结晶分异过程有关。

4 讨 论

黑云母是花岗岩的主要造岩矿物之一，其标型和成分特征能反映花岗质岩浆的演化及形成条件、岩浆的物质来源及与成矿关系等问题。周作侠（1988）最先提出岩石的物质来源和矿化特征在一定程度上与岩石中镁铁云母化学成分的变化有关，然而，大量的研究发现，此方法对正常花岗岩物源示踪可靠性较高（彭花明等, 1997；吕志成等, 2000），但应用在分异的花岗岩上往往会陷入误区。因为在岩浆演化过程中，随着硅氧络阴离子团聚合程度的增高，Mg、Fe、Ca、Na、K 的极化能力依次降低，因此，镁总是较铁优先从岩浆中析出，即随着岩浆分异演化的进行，熔体相 FeO/MgO 比值会逐渐升高。在这种情况下，矿物化学组分的变化只能作为物源示踪的辅助依据。例如，利用黑云母成分特征对龙窝岩体源区性质反演表明，该岩体属壳幔混合型花岗岩，黑云母矿物成分示踪结果与同位素示踪结果（$\varepsilon_{Nd}(t)$= -6.53 ~ -8.89）相吻合；而在 Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg 与岩浆物源关系图中，白石冈岩体黑云母投影点则落在壳源区域，这与 Nd 同位素示踪（$\varepsilon_{Nd}(t)$= -5.99 ~ -7.51）指示其同样属壳幔混合型花岗岩的结果不一致，这主要是由于白石冈岩体经历了高程度的分异演化所致。因此，利用黑云母成分对母岩源区示踪可能只适用于未经高程度分异演化的花岗岩。

岩浆结晶的物理化学条件对黑云母的成分变异有重要影响。由二岩体黑云母稀土元素的配分型式可看出，白石冈岩体中的黑云母与全岩一样，表现出显著的 Eu 负异常，而龙窝岩体黑云母则表现明显的 Eu 正异常。元素晶体化学性质表明，Eu 元素异常主要取决于其与矿物中 Ca^{2+}的相互替换程度，Eu^{3+}离子半径与 Ca^{2+}相近，二者可以相互置换，而 Eu^{2+}离子半径则明显大于 Ca^{2+}，彼此不能相互置换。根据二岩体黑云母的 100×Fe/(Fe+Mg)值，利用 Wones (1965)提出的 Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg 图解，估算出白石冈黑云母结晶温度约为 700 ~ 750℃，$\log f O_2$ 为 -17 ~ -18，而龙窝黑云母结晶温度和氧逸度均相对偏高，为 840 ~ 880℃， $\log f O_2$ 为-15 ~ -16，低的氧逸度使得熔体中的 Eu 主要呈 Eu^{2+}形式存在，不易与 Ca^{2+}发生置换而进入矿物晶格，因此，表现出 Eu 负异常的特征。

岩浆的分离结晶过程也是影响黑云母成分变异的重要因素。由于长石（特别是斜长石）一般具明显的正 Eu 异常，在岩浆结晶过程中，如有大量斜长石分离结晶，则残余熔体将明显亏损 Eu。白石冈岩体黑云母显著的 Eu 负异常说明其结晶时熔体已经晶出大量的斜长石，即此熔体已经历高程度的分异演化，而龙窝岩体黑云母 Eu 正异常则说明其结晶时熔体尚未有大量斜长石晶出，分异程度明显低于白石冈岩体。这一结论与全岩地质地球化学特征所得出的认识相吻合。

参考文献（略）

早白垩世中期（125 Ma）燕山地壳快速减薄
—来自北京薛家石梁岩浆杂岩体的证据

姬广义[1]　汪　洋[2,3*]
1 北京市地质研究所, 北京　100011;
2 中国科学院广州地球化学研究所, 广东　广州　510640
3 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京　100083; *通讯作者　e-mail: allen_thalassa@sina.com

燕山地区侏罗-白垩纪存在的大规模逆冲推覆构造已得到越来越多的野外地质工作的证实，构造地质学研究表明燕山地区挤压构造的发育一直持续到早白垩世（Davis et al, 2001; 姬广义和汪洋, 2004; 汪洋等, 2005a,b）；这些事实意味着中生代时期燕山带地壳曾显著加厚。前人根据燕山地区中生代广泛发育具有 Adakite 微量元素成分特征的火成岩，推测包括燕山在内的华北地区东部中生代时期存在 50 ~ 60 km 的加厚地壳（张旗等, 2001; Davis, 2003），我们根据早白垩世早期燕山地区发育的钾玄岩也得到当时地壳厚度达 50 km 的结论（汪洋等, 2005c）。现今燕山地区地壳厚度小于 45 km，平均 42 km 左右。因此正确厘定地壳减薄所发生的年代是理解燕山造山过程的重要一环。我们的研究表明，薛家石梁岩浆杂岩体是燕山地壳快速减薄过程的见证。

薛家石梁杂岩体出露于北京市昌平区东北部，平面为长轴呈 NW-SE 走向的卵圆形，是八达岭岩基的一部分。杂岩体主要由上庄辉长岩、薛家石梁闪长岩~石英闪长岩、黑山寨石英二长岩~二长花岗岩、湖门二长岩~正长岩、黑熊山细粒花岗岩以及后期的石英正长斑岩脉等组成。野外地质证据显示侵入体的先后侵位顺序为：上庄、薛家石梁→黑山寨→湖门→黑熊山→后期脉岩。锆石 U-Pb 定年指示该杂岩体形成于早白垩世早~中期，其中上庄辉长岩 SHRIMP U-Pb 年龄 128.8 ± 1.7 Ma，薛家石梁岩体锆石 U-Pb TIMS 方法定年结果为 127 ± 1.5 Ma（Davis et al, 2001），黑山寨岩体 SHRIMP U-Pb 年龄 125.1 ± 1.5 Ma，湖门岩体 SHRIMP U-Pb 年龄 124.2 ± 1.8 Ma，黑熊山花岗岩 SHRIMP U-Pb 年龄 123.7 ± 1.1 Ma。对岩石化学和地球化学数据（白志民等, 1991; 郁建华等, 1994; 钱青等, 2002）的分析显示，（1）黑山寨石英二长岩~二长花岗岩具有高 Sr、Ba、LREE，低 Y、HREE，Eu 负异常不明显等 Adakite 的微量元素特征；（2）上庄、薛家石梁岩体中 SiO_2 < 50%的基性成分点在 K_2O vs. MgO 和 K_2O vs. SiO_2 图解中具有陡的斜率，即基性岩显示 K_2O 富集的演化趋势；（3）黑熊山花岗岩 SiO_2 > 73%（绝大多数为 74 ~ 76%），低 Sr、Ba，HREE 分馏不明显，Eu 负异常显著；（4）后期石英正长斑岩脉低 Sr、Ba，HREE 分馏不明显，Eu 负异常显著，εNd(t) > -10（其它小于-11）。

由此我们对薛家石梁杂岩体的成岩条件和成岩过程做出如下推断：（1）杂岩体中的最基性端元经历了高压（> 1.5 GPa）条件下的分离结晶作用过程，导致 K_2O 的富集（Meen, 1990）；（2）黑山寨石英二长岩~二长花岗岩源区位于石榴子石作为稳定残留相矿物的深度；（3）黑熊山花岗岩源区位于斜长石稳定而石榴子石不作为残留相矿物的深度；（4）薛家石梁杂岩体中的石英正长斑岩脉是玄武岩浆在斜长石稳定而石榴子石不作为残留相矿物的深度上分离结晶演化而来。

根据野外地质观察和岩体年龄，薛家石梁杂岩的侵入体分为两组，一是早期侵位的上庄辉长岩、薛家石梁闪长岩~石英闪长岩和黑山寨石英二长岩~二长花岗岩，二是晚期侵位的湖门二长岩~正长岩、黑熊山细粒花岗岩和后期岩脉。杂岩体的成岩演化归纳如下：

一、底侵基性岩浆在大于 1.5 GPa（> 50 km）条件下分离结晶演化形成早期侵位的上庄、薛家石梁辉长-闪长岩，底侵岩浆加热下地壳使之发生部分熔融形成黑山寨石英二长岩~二长花岗岩。薛家石梁侵入体和黑山寨侵入体之间涌动接触面处的相互穿插、过渡关系以及黑山寨侵入体中发育的

本文为国家自然科学基金资助项目(编号 40376013, 40104003)、中国博士后科学基金资助项目和中国科学院王宽诚博士后奖励基金资助项目的成果.

大量辉长-闪长质包体表明，岩浆混合作用在黑山寨侵入体形成过程中扮演了重要作用，薛家石梁侵入体偏中酸性的部分和黑山寨侵入体偏中性的部分应当是基性岩浆和酸性岩浆发生混合的产物。高Sr的辉长-闪长质包体在黑山寨侵入体中的广泛存在、岩浆混合作用导致的微量元素扩散效应暗示，黑山寨侵入体源区不一定处于斜长石稳定范围之外，因此当时部分熔融的下地壳处于50 ~ 60 km深度（1.5 ~ 1.8 GPa），而不是70 km（2.0 GPa），这与上庄和薛家石梁基性岩给出的约束一致。鉴于黑山寨侵入体与薛家石梁侵入体平面面积不分伯仲，而上庄辉长岩中的堆晶岩与前两者相比其体积比例很低，故而黑山寨石英二长岩~二长花岗岩不大可能由基性岩浆分离结晶演化而来。即便黑山寨侵入体是基性岩浆的分离结晶产物，其微量元素地球化学特征也要求发生分离结晶的岩浆房位于50 ~ 60 km深度。

二、早白垩世中期（125 Ma）的地壳快速减薄导致下地壳发生减压部分熔融形成黑熊山花岗岩；同时，底侵基性岩浆在35 ~ 42 km深度（1.0 ~ 1.2 GPa）分离结晶形成成分接近正长岩的高K_2O中性岩浆（Meen, 1990）。黑熊山花岗岩和后期岩脉与早期薛家石梁、黑山寨侵入体之间截然的侵入接触关系以及迥然不同的微量元素特征，表明两组岩浆之间不是同源演化关系。在此我们强调黑熊山花岗岩并非是加厚地壳中部发生部分熔融的产物，原因在于：（1）地壳中热传导的效率很低，在短时间内（1 ~ 4 Ma）底侵岩浆所导致的热脉冲不能传递10 km的距离；（2）虽然下地壳熔融岩浆上侵的平流热传递效应可以有效地对上部地壳进行加热，但黑熊山花岗岩不含辉长-闪长质包体、高SiO_2且缺乏偏中性的过渡岩性，意味着黑熊山花岗岩浆不是上侵岩浆分离结晶或直接加热熔融而成。因而，下地壳减压部分熔融是具有近似A型花岗岩成分特征的黑熊山花岗岩浆形成的最可能机制。实验岩石学研究表明，地壳部分熔融不可能形成正长岩浆（Litvinovsky et al, 2000），同时由于这些岩浆形成较晚，基于流体力学原理，此时上侵的基性岩浆将侵位于前期底侵岩浆演化形成的堆晶岩之下，所以湖门二长岩~正长岩和后期石英正长岩应当是底侵（而非中侵intraplating）基性岩浆分离结晶演化的产物。因此，薛家石梁杂岩体晚期的侵入体形成于减薄地壳的下部。

综合上述，薛家石梁杂岩体包含了早白垩世地壳由厚变薄时期形成的一系列侵入体。对这些侵入体的地球化学特征和成岩过程的分析表明，八达岭岩基所在地区在128 Ma到124 Ma期间地壳由50 ~ 60 km减薄到40 km左右，发生地壳减薄的时限在125 ~ 124 Ma，其速率达10 ~ 20 km/Ma（10 ~ 20 mm/yr）。细粒结构的黑熊山花岗岩侵位于中粒结构的薛家石梁、黑山寨侵入体之中，是地壳上部发生被剥蚀而减薄的直接地质证据。因此，剥蚀作用应当是导致燕山带地壳快速减薄的重要因素。由于薛家石梁杂岩体位于北京云蒙山变质核杂岩大水峪拆离断层的上盘，造山后崩塌阶段的拆离断层活动也是早白垩世中期地壳减薄的原因之一。

参考文献：

白志民, 许淑贞, 葛世伟. 1991. 八达岭花岗杂岩. 北京: 地质出版社, 1-172.

姬广义, 汪洋. 2004. 北京地质, 16(1): 1-15.

钱青, 钟孙霖, 李通艺, 温大任. 2002. 岩石学报, 18 (3): 275-292.

汪洋, 姬广义, 夏希凡. 2005a. 北京地质, 17(2): 1-13.

汪洋, 姬广义, 夏希凡. 2005b. 燕山东南端早白垩世挤压构造的新观察及其地质意义. 地质通报(in review).

汪洋, 姬广义, 夏希凡. 2005c. 矿物岩石地球化学通报, 24(增刊).

郁建华, 付会芹, 张凤兰, 管梅生. 1994. 北京地区岩浆深成作用. 北京: 地质出版社, 1-196.

张旗, 钱青, 王二七, 王焰, 赵太平, 郝杰, 郭光军. 2001. 地质科学, 36: 248-255.

Davis G A, Zheng Y D, Wang C, et al. 2001. Geol. Soc. Am. Memoir, 194: 171-197.

Davis G A. 2003. 地学前缘, 10(4): 373-384.

Litvinovsky B A, Steele I M, Wickham S M. 2000. Journal of Petrology. 41(5): 717-737.

Meen J K. 1990. Lithos, 13: 97-108.

秦岭中生代花岗岩环斑结构的岩浆混合成因

王晓霞[1]　王涛[2]　Ilmari Happala[3]　卢欣祥[4]

1.中国地质调查局发展研究中心,北京 100037
2.中国地质科学院地质研究所,北京 100037
3. Department of Geology University of Helsinki, Finland P.O. Box 00014
4.河南省地质研究所,河南 郑州 450053

环斑结构自 1891 年芬兰地质学家 Sedoholm 首次描述以来，其成因一直是令人感兴趣的问题，已提出了多种机制，如出溶作用、岩浆的混合作用和同化混染作用、岩浆上升时压力和水含量的变化等(Sylvster，1962；Dempster *et al.*，1994；Hibbard, 1981；Salonsaari, 1995；Nekvasil, 1991；Eklund *et al.*，1999)。然而，这些机制并不能解释环斑结构所有的成因问题。例如，出溶作用难以解释碱性长石的卵球状形态和奥—中长石外壳及多层外壳；岩浆混合是否适用于巨大均匀的岩基（如 Wiborg）似乎也存有疑问(Romo et al.,1995)。因此，环斑结构成因仍未能很好解决。从研究的方法上看，以往对环斑结构成因的研究主要是从岩浆结晶过程中压力的变化的影响来探讨的，而对温度影响的论述不多。对环斑结构在岩浆混合过程中形成的具体条件和机制（p-T 和成分演化）的研究实例还很少。

秦岭中生代环斑结构花岗岩与元古代典型环斑花岗岩即有相似之处，也有一定差别，但其共同之处是发育环斑结构（王晓霞等, 2002a，2003；Wang et al.，2002)。这对探讨造山带花岗岩的环斑结构成因提供了实例。研究表明（王晓霞等，2002b；2005)，这些花岗岩岩体具有明显的岩浆混合的岩相学和地球化学特征：如, （1）发育岩浆暗色包体；（2）包体和寄主岩石之间为渐变关系，并且矿物组合和成分与寄主岩石相似；（3）包体与寄主岩石具有不平衡的结构和矿物组合，具有相同特征的碱性长石巨晶出现在寄主岩石、包体和二者的边界上；（4）包体发育淬火结构等；（5）包体和寄主岩石具有混合的岩石化学和同位素特征。这说明岩浆混合是基性岩浆注入到酸性岩浆的结果。

在此基础上，对岩石不同世代（岩石基质和环斑巨晶内）的矿物进行了电子探针分析，确定了其结晶的 *p-T* 条件和岩浆作用过程中成分演化。结果显示: ①在岩浆演化和环斑巨晶形成过程中，压力变化不大，但温度有明显的异常升高，显然与正常的岩浆从高温向低温的结晶过程不同；②岩浆成分有从富钾向富钠、富镁演化的特点，也与正常的岩浆成分演化趋势相反。这些特点与岩浆混合的岩相学特征一致指示高温基性岩浆注入到酸性岩浆造成岩浆结晶过程中温度的异常升高和矿物成分的变化，而环斑结构就是在这一变化过程中形成的。可能的机制是：秦岭环斑结构花岗岩浆结晶过程中（约含有 10%～15%的碱性长石晶体)，几乎不含晶体的高温基性岩浆注入，发生混合，使原来酸性岩浆温度升高、成分改变，从而破坏了原有岩浆体系的物化条件和正常的结晶演化过程，并使已结晶出的碱性长石的稳定性破坏，导致边部熔蚀，形成卵球状形态。同时，由于岩浆温度下降和成分的改变，斜长石进入稳定的结晶状态，在碱性长石边部开始生长，形成斜长石的外壳。另外，也结晶出了角闪石、黑云母和斜长石等矿物。在这一阶段, 岩浆的演化与经典的饱文反应序列相反。可见，形成环斑结构的原因和机制可能是岩浆混合造成温度和成分变化所致。

作者观察到，在不同岩体及露头尺度，环斑结构发育程度和特征有一定差异。有的碱性长石巨晶熔蚀成卵球状，有的仍保留原有的自形特征，有的发育斜长石外壳，有的不发育。因此，环斑结构与岩浆混合程度和不均匀性有直接的关系。可能的原因是，混合程度高的地带，岩浆体系不平衡，温度和成分变化大，形成典型的环斑结构；而混合程度低或完全混合的地带存在相对平衡，温度和成分变化小或完全改变，环斑结构不典型甚至不发育。整体岩浆混合体系这种非均匀的（镶嵌）平

衡状态导致环斑结构在岩体中的不均匀发育。

需指出的是，混合成因的花岗岩在很多构造环境都存在，为何很多具有混合特征的花岗岩并不都具有环斑结构？这是否可能与其所处的构造环境、岩浆混合的程度及岩浆的成分等具体的控制因素有关？还值得进一步探讨。

参考文献

Eklund O, Shebanov A D. Origin of the rapakivi texture by sub-isothermal decompression. Precambrian Research， 1999, 95: 129～147.

Dempster T J, Jenkin G R T, Rogers G. The origin of rapakivi texture . Jour. Petrol., 1994, 35:963～981

Hibbard M J. The magma mixing origin of mantled feldspars. Contrib. Miner. Petrol., 1981 ,76: 158～170.

Nekvasil H. Ascent of felsic magmas and formation of rapakivi. Am. Miner.,1991, 76: 1279 ～1290

Rämö O T, Haapala I. One hundred years of rapakivi granite. Mineralogy and Petrology, 1995, 52:129–146.

Salonsaari P T. Hybridization in the subvolcanic Jaala-Iitti complex and its petrogenetic relation to rapakivi granite and association mafic rocks of southeastern Finland. Bulletin of the Geological Society of Finland, 1995,67(16): 5～104.

Sylvster A G. Observations on mantled potash feldspars from the Vradal granitic pluton Telemaek,Norway. Noesk Gologist Tklsskrift, 1962, 42(2):600～606.

Wang X X, Wang T, Haapala I, et al. The Shahewan rapakivi-textured granite, Qinling orogen, central China: mineral composition and petrogenetic significance. Bulletin of the Geological Society of Finland Bulletin of the Geological Society of Finland, 2002, 74 (1-2): 133–146.

王晓霞, 王涛, 卢欣祥. 北秦岭中生代沙河湾岩体环斑结构及有关问题的讨论.地球学报，2002a，23(1)：30–36.

王晓霞，王 涛，卢欣祥，肖庆辉.北秦岭老君山和秦岭梁环斑结构花岗岩及构造环境——一种可能的造山带型环斑花岗岩. 岩石学报，2003, 19（4）：650–660.

王晓霞, 王涛, 卢欣祥.秦岭梁、老君山环斑结构花岗岩岩浆混合的岩相学证据及其意义. 地质通报，2002b, 21(8–9)：523–529.

王晓霞, 王涛, Ilmari Happala, 卢欣祥. 2005.秦岭环斑结构花岗岩中暗色包体的岩浆混合成因及岩石学意义——元素和 Nd、Sr 同位素地球化学证据. 岩石学报，21（3）：935–946.

塔里木南北缘新生代火山活动与构造环境关系分析[3]

罗照华 梁涛
中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室，北京，100083

岩浆活动的产物越来越引起地球科学家的重视，再造过去地质时期地质环境的工作中，火成岩及其组合的特征具有重要意义。为此，学者们基于与当今特定地质背景火成岩的对比制定了一系列图解用于识别古火成岩的形成环境。但是，人们经常发现某些图解不能给出确定的结果或者不预期的结果。因此，正确理解火成岩与构造环境的关系是再造区域地质发展史的重要环节。本文试图从岩浆起源的基本控制因素入手，以塔里木盆地南北缘新生代火山岩为例阐述一种新的动力学机制。

一、岩浆起源的基本控制因素

为了理解火成岩与构造环境的关系，必须理解岩浆起源的基本控制因素。现代岩石学研究表明，岩浆起源于源区岩石的部分熔融，其基本控制因素是温度、压力和挥发分（图 1a）。从热力学的角度看问题，岩浆起源的条件可以归结为体系穿越固相线时热力学状态的改变。因此，可以将岩浆起源与三种独立的状态改变联系起来：体系因温度升高而穿越固相线、因压力降低而穿越固相线和因流体的注入而降低固相线温度并改变熔融习性（图 1b）。

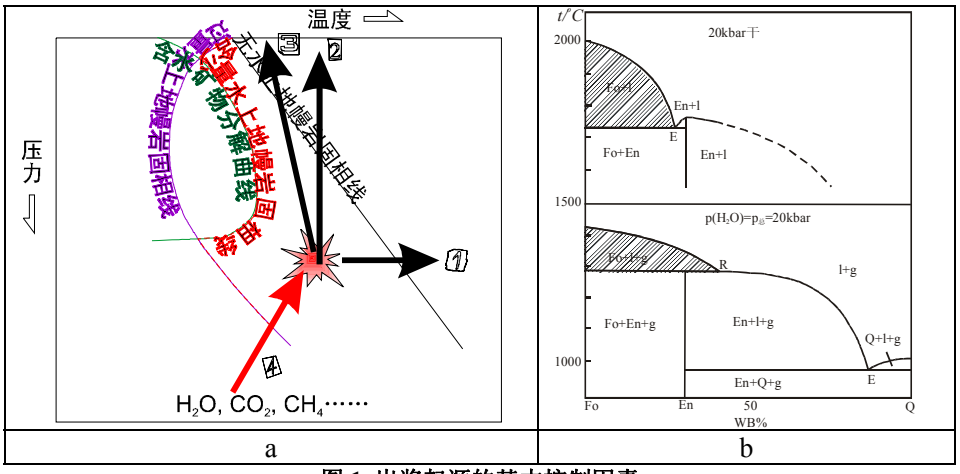


图 1 岩浆起源的基本控制因素

a.温度、压力和挥发分对源区岩石部分熔融过程的控制：1、简单升温过程，2、简单减压过程，3、绝热地皮减压熔融过程，4、挥发分注入的影响。b.Fo-Q 体系在无水条件与饱和水条件下的相关系。

温度的升高涉及到热的来源和传递方式。以往，人们太过专注于放射性蜕变热并将其与长半衰期放射性元素在地表出露岩石中的含量联系起来，因此常常将地壳岩石中衰变热的积累作为源区岩石发生部分熔融的原因，因为铀、钍、钾等长半衰期放射性元素在花岗质岩石中含量最高。但是，地球上四分之三的岩浆活动发生在洋中脊地区，其余部分主要发生在汇聚板块边界和大洋板块内部，大陆板内产生的岩浆只占约四十分之一。这表明岩浆的发生一定是与深部的热源有关，近几年人们普遍关注地球深部放射性元素的含量大概就是这个原因。

深部热能向浅部传递的方式可以归结为三种：热传导(conduction)、热对流(convection)和物流(advection)。由于硅酸盐物质的导热率很小，热传导的效率是很低的，这决定了地壳形成以后在没有额外热能注入的条件下逐渐变冷的特点，根据地表热流推断的地热梯度往往高于实际值。例如，

[3]资助项目：国家自然科学基金 40472038，40272033

根据 30 ℃/km 平均地热梯度换算，具有 70 km 地壳厚度的青藏高原下地壳底部的温度可以高达 2100 ℃，意味着下地壳普遍存在一个熔融层，这显然与地球物理探测结果不符。因此，导致岩浆产生的深部热流的上升主要依赖于对流和物流这两种热传递形式。由此导出了另一种导致岩浆产生的机制——压力下降。深部地幔物质绝热底辟上升的减压熔融是一种普遍接受的岩浆产生方式，因为它可以导致源区岩石穿越固相线。同时，岩石圈断裂（例如郯庐断裂和圣安德烈斯断裂）的活动也是一种可能的选项。深部物质（包括热块体及其减压熔融形成的岩浆）的上升同时将热量带给其围岩，可能导致低共熔点岩浆的产生。由此可见，源区岩石的成分也是岩浆产生的重要控制因素，特别是流体的种类与含量强烈影响源岩的起始熔融温度和熔浆的数量。

二、源区岩石成分的影响

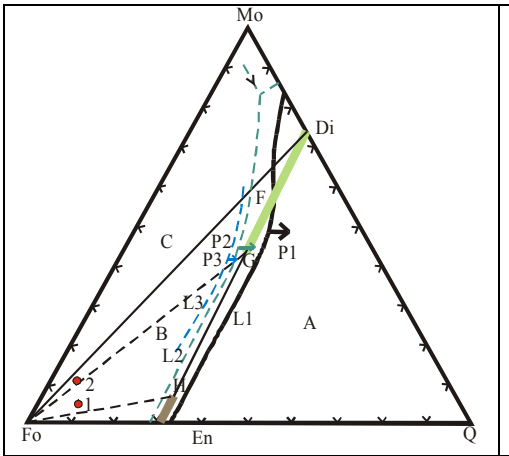


图 2　Fo-Mo-Q 体系的相关系

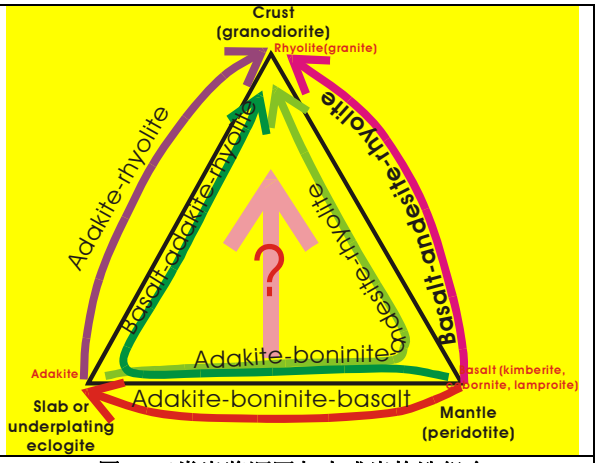


图 3 三类岩浆源区与火成岩构造组合

地球上大部分幔源岩浆为玄武质、壳源岩浆为花岗质，这使人相信共结系可能是岩浆产生的最基本热力学体系。理论上，这种体系中起始熔浆的成分是相同的，直到某个矿物相消失，熔浆成分按确定的路线变化。例如，在二辉橄榄岩组成的地幔源区中，起始熔浆成分位于 P 点，当单斜辉石消失之后，熔浆成分将向着富含斜方辉石和橄榄石方向变化（图 2）。地壳岩石主要由长英质矿物组成，因而其部分熔融主要取决于源区岩石中斜长石、碱性长石和石英的含量以及斜长石中 An/Ab 和碱性长石中 Or/Ab 比值。由此可见，在其它物理条件相同的情况下，源区成分和部分熔融程度对熔浆成分具有决定性的影响。例如，二辉橄榄岩组成的软流圈地幔和方辉橄榄岩组成的岩石圈地幔的部分熔融将会形成不同的玄武质岩浆。

除此之外，源区岩石中流体、特别是水的含量对部分熔融具有重要影响，不仅影响起始熔融的温度压力条件，而且影响部分熔融熔浆的成分（图 1b）。这促使我们对地球深部挥发分的来源、含量及其存在形式产生了兴趣。在进变质作用过程中，几乎所有的物理化学反应都是与脱流体作用有关。这一方面造成体系中挥发分含量越来越少，增高体系的起始熔融温度，另一方面又将释放的流体注入到上覆岩石体系中，降低其低共熔温度从而有利于岩浆的产生。俯冲带中岩浆的产生常常与这种机制相联系，俯冲板片的脱水反应被广泛认为与其自身及其上覆地幔楔中的岩浆起源有关。

因此，岩浆的产生与地球深部的物质结构紧密相关，换句话说，岩浆产生的数量与区域地热状态不是简单的正比关系。从源区岩石成分的角度看问题，地球上的火成岩主要与三类源区有关：地幔橄榄岩、俯冲板片玄武岩和陆壳英安质岩石（图 3）。不同构造环境产生的火成岩及其组合可以理解为这三类源区及其部分熔融产物在不同构造条件下的组合。

三、岩浆起源的地质模型

以上论述为岩浆起源地质模型的建立奠定了理论基础（罗照华等，1999）。

在“正常”条件下，由于地壳的阻热效应，地表散发热量的能力远大于深部供热的能力，无论是岩石圈还是软流圈都很难大规模产生岩浆，岩浆的产生必然依赖于特殊的地质过程。地幔物质的底辟上升（如地幔柱）可以作为这类特殊地质过程的一个选项，其物理化学基础是源区岩石的减压熔融（图 4a）。因此，减压熔融的可能性取决于深部块体上升的幅度，在体系穿越固相线之前将不会有岩浆的产生（图 1a）。作为这种机制的一种补充，我们也可以设想岩石圈裂开或拆沉作用导致了软流圈的被动上升，同样可以造成地幔岩石的减压熔融（图 4b）。如果说前一种机制可以与主动裂谷作用和地幔柱相联系的话，那么后一种机制就是被动裂谷作用和岩石圈拆沉作用的结果。考虑到热地幔物质及其部分熔融产物的上升对围岩的影响，可以预期热量的快速传递，从而导致较浅部位岩浆的产生。作为实例，幔源岩浆底侵作用（图 4c）和裂谷区壳源岩浆的产生可能与此有关。由于连续的脱水反应，挥发分的注入应当主要与板块俯冲有关，既可能是大洋板块的俯冲（图 4d），也可能是大陆板块的俯冲（图 4e）。

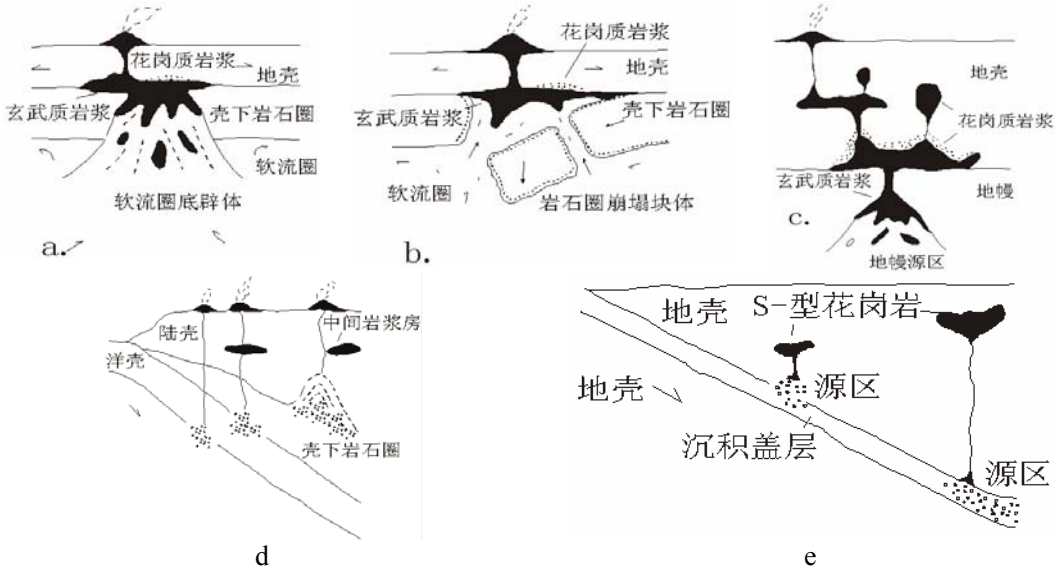


图 4　岩浆发生的地质模型

a.软流圈地幔底辟上升减压熔融模型，b.软流圈地幔被动上升减压熔融模型，c.幔源岩浆底侵作用模型，d.汇聚板块边缘岩浆成因模型，e.大陆深俯冲岩浆成因模型。

因此，将火成岩及其组合与区域构造背景紧密联系在一起始有科学依据的，岩浆的发生强烈依赖于不同地球动力学过程导致的源区热力学条件的改变。

四、塔里木南北缘新生代幔源火山活动的机制

青藏高原形成于目前正在进行中的造山过程（Yin et al., 2000），天山的隆升也被认为是现代造山过程的产物（舒良树等，2004）。然而，与一般造山带中酸性岩浆活动为主的性质（如安第斯山脉）不同，塔里木盆地南北两侧发育的新生代火山岩显然具有幔源源生岩浆的性质（罗照华等，2003）。例如，对托云盆地新生代火山岩的综合分析表明，火山岩与具有原始地幔特征的洋岛型玄武质岩石类似，因而前人曾经推断火山岩形成于裂谷环境或植根于软流圈之上的地幔柱（Sobel et al., 2000；王彦斌等，2000）或者与中国东部裂谷区相比拟（郑建平等，2001）。这显然有悖于区域整体地球动力学背景，因为缺少区域规模的伸展构造和岩石圈穹隆。

我们注意到，塔里木盆地南北两侧新生代幔源岩浆活动均集中于岩石圈断裂的交汇部位（罗照华等，2003），这表明岩浆活动主要与断裂活动有关。地球物理探测结果指示沿着这些岩石圈断裂发生了软流圈物质的强烈隆升（Wittlinger et al., 1998）或岩石圈的拆沉作用（Xiao et al., 2001）。

而古地磁测量则提供了块体旋转的证据（李永安等，1995；王永成等，2004）。因此，可以提出一个大型走滑 + 块体旋转 + 岩石圈拆沉作用的岩浆起源模型。在强烈的挤压造山过程中，沿着与区域主压应力斜交的岩石圈断裂（如阿尔金断裂）很容易发生大型走滑运动。这种走滑运动的进一步发展有利于被断裂体系夹持的块体的旋转，例如李永安等（1995）根据古地磁测量推测托云盆地相对于塔里木盆地顺时针旋转了 10° 左右，王永成等（2004）甚至认为旋转了 20-35° 。这种块体旋转有利于在断裂交汇部位出现局部伸展作用，从而有利于地幔源区的减压熔融。断裂主干部位没有发现新生代岩浆活动以及康西瓦橄榄岩包体的形成深度只有 56km（小于青藏高原平均地壳厚度）可能预示着岩浆发生之前曾经有过岩石圈拆沉作用（罗照华等，2001）。

由此可见，即使在挤压造山环境中，同样可以产生源生幔源岩浆活动，利用元素判别图解识别岩浆形成构造背景时必须考虑其它的地质证据。

参考文献

Sobel E. R., Arnaud N., 2000, Cretaceous-Paleogene basaltic rocks of the Tuyon basin , NW China and Kyrgyz Tian Shan: the trace of a small plume, Lithos 50: 191-215

Wittlinger G., Tapponnier P., Poupinet G. et al., 1998, Tomographic evidence for localized lithospheric shear along the Altyn Tagh Fault, Science, 282: 74-76

Xiao X. Ch., Liu X. Gao R. et al., 2001, Collision tectonics between the Tarim block (Basin) and the Northwestern Tibet Plateau: new observations from a multidisciplinary geoscientific investigation in the Western Kunlun Mountains, Acta Geologica Sinica, 75(2):126-132

李永安，李强，张慧等，塔里木盆地及其周边古地磁研究与盆地演化形成，新疆地质，1995，13（4）：341-344

梁涛，罗照华，李文涛等，2005，托云火山群的火山地质特征及其构造意义，新疆地质，23（2）：105-110

罗照华,白志达,赵志丹等, 2003,塔里木盆地南北缘新生代火山岩成因及其地质意义,地学前缘, 10(3): 179－189

罗照华,肖序常,曹永清等, 2001, 青藏高原北缘新生代幔源岩浆活动及构造运动性质,中国科学(D 辑), 31(增刊),8-13

舒良树，郭召杰，朱文斌等，2004，天山地区碰撞后构造与盆山演化，高校地质学报，10（3）：393-404

王彦斌,王永,刘训等, 2000, 南天山托云盆地晚白垩世－早第三纪玄武岩的地球化学特征及成因初探,岩石矿物学杂志,2000,19(2):131－139,173

王永成，黄宝春，朱日祥等，2004，西南天山托云盆地新生代火山岩古地磁结果及构造意义，49（10）：993-999

徐学义,夏林圻,夏祖春等, 2003,西南天山托云地区白垩纪－早第三纪玄武岩地球化学及其成因机制,地球化学, 32(6): 551-560

郑建平，路凤香，O'Reilly S. Y.等，2001，新疆托云地幔单斜辉石微量元素与西南天山岩石圈深部过程，科学通报，46（6）：497-502

欧亚大陆与印度大陆碰撞过程中的三次壳幔岩浆混合作用与青藏高原西构造结地壳增厚

许荣科[1,2] 郑有业[1,3] 雷裕红[4] 茨邛[3] 马国桃[1]

1.中国地质大学 武汉 430074
2.甘肃地调院 兰州 730050
3.西藏地调院 拉萨 850000
4.东方物探公司 涿州 710069

一般认为，青藏高原的地壳增厚主要发生在40Ma±。作者等在青藏高原西构造结附近的地质调查显示，在117-69Ma之间高原西部存在三次壳幔岩浆混合作用，由早及晚浆混花岗岩浆活动由北向南迁移，规模逐渐增大，反映了幔源物质的加入对地壳增厚的贡献在这一阶段不断增强。同时，这三次岩浆活动与欧亚大陆和印度大陆碰撞过程中班怒带北支、南支(即狮泉河带)及雅江带的先后闭合有关，暗示青藏高原地壳增厚在欧亚大陆与印度大陆碰撞前已发生。

大别山天堂寨富钾埃达克岩的熔融实验研究

肖龙[1)]，John D. Clemens[2)]，马昌前[1)]，续海金[1)]

1）中国地质大学（武汉）地学院

2）School of Geology and Geography, Kingston University, London

一、 样品地质背景:

实验样品采自大别山天堂寨岩体，样品为斑状二长花岗岩。其岩石化学和地球化学成分表明其与广泛发布于中国东部的富钾埃达克岩非常相似。其主量元素成分见表 1。

表 1 实验初始物主量元素成分

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
67.17	0.7	16.03	1.69	1.99	0.04	1	2.58	4.34	4.17	0.29

二、实验方案:

通过埃达克岩的熔融实验，确定其液相线的矿物组合，同时确定该花岗岩岩浆的形成条件。根据一般花岗岩岩浆可能的 H_2O 含量，分别在实验初始物中加入了 3.7%和 6%的水。

三、实验方法和条件：对采自中国东部大别山天堂寨的富钾埃达克岩进行了高温高压熔融实验。实验条件为：

仪器：Piston-cylinder

压力：10－25Kb

温度：900－1075℃

H_2O：分别为 3.7%和 6%

实验初始物：埃达克岩粉末（大别山天堂寨），主量元素化学成分见表 1。

四、实验结果：见表 2

表 2 天堂寨富钾埃达克岩熔融实验条件和结果*

run No	starting material	total H2O (wt%)	*P* (GPa)	*T* (°C)	duration (h)	products
KADAK-1	43959	1.99	2.0	950 ± 1	25	(gl), Qtz, Pl ,Afs, (Bt), Grt
KADAK-14	43959	3.66	1.5	1025 ± 1	40	gl, Afs, Pl, Cpx, Opx, (Ap)
KADAK-15	43959	3.70	1.7	1025 ± 1	67	gl, Pl, Cpx, Opx, Grt, (Ru, Ilm)
KADAK-2	43959	3.72	2.0	900 ± 1	41	gl, Qtz, Pl, Afs, (Bt), Cpx, (Grt)
KADAK-4	43959	3.57	2.0	950 ± 1	64	gl,(Qtz),Pl, Afs, Cpx, Grt, (Ru, Ap)
KADAK-9	43959	3.66	2.0	975 ± 1	65	gl, Pl, Afs, Cpx, Grt
KADAK-6	43959	3.65	2.0	1000 ± 1	50	gl, Pl, (Afs), Cpx, Grt, (Ap, Ru?)
KADAK-7	43959	3.62	2.0	1000 ± 1	66	gl, Pl, Cpx, Grt, (Ru)
KADAK-8	43959	3.68	2.0	1025 ± 1	69	gl, Pl, Cpx, Grt, (Zrn, Ru, Ap)
KADAK-12	43959	3.72	2.0	1050 ± 1	65	gl, Pl, Cpx , Grt
KADAK-19	43959	3.65	2.0	1075 ± 1	66	gl, Pl, Cpx, (Opx), Grt, (Ru, Ap)
KADAK-11	43959	3.63	2.5	1000 ± 1	65	gl, Qtz, Afs, Omp, Grt, (Ru)

KADAK-16	43959	6.12	1.7	1050 ± 1	68	gl, Cpx, (Opx), (Ap)
KADAK-10	43959	6.06	2.0	975 ± 1	65	gl, Pl, Cpx, Grt, (Ru, Ap)
KADAK-13	43959	5.96	2.0	1025 ± 1	66	gl, (Pl), Cpx, Grt
KADAK-18	43959	5.98	2.0	1050 ± 1	66	gl, Cpx, (Opx?), (Ap)
KADAK-21	43959	6.08	2.5	1050 ± 1	67	gl, Cpx?, Grt, (Ru)
KADAK-22	43959	6.14	2.5	1075 ± 1	66	gl, (Cpx?, Grt)

*实验产物中 gl 为熔体或玻璃；Qtz 为石英；Afs 为钾长石；pl 为斜长石；Cpx 为单斜辉石；Opx 为斜方辉石；Omp 为绿辉石；Grt 为石榴石。( )表示含量较少；(( )) 表示微量矿物。

五、讨论和认识：

实验结果显示天堂寨富钾埃达克岩原始岩浆含水超过 4%，可能达到 6%。在含水量为 6%这一条件下获得的液相线条件为温度 1075℃左右或略高，压力超过 20kb、接近 25kb。残余相矿物组合为单斜辉石和石榴石。

这一温度和压力条件暗示其源区深度达 70km 多，较高的温度暗示可能与异常热地幔的上涌有关。残余矿物中没有尖晶石以及同位素分析结果均说明不可能为地幔熔融的产物。综合以上实验结果，我们初步认为该花岗岩很可能是加厚地壳拆沉熔融的产物。对熔体和矿物成分的分析和进一步的研究工作正在进行中。

喀喇昆仑苦子干新生代碱性正长岩体地球化学特征

柯珊　罗照华　莫宣学

地球科学与资源学院，中国地质大学（北京）

沿着喀喇昆仑断裂带分布着一个新生代碱性-偏碱性岩带，主要有苦子干、赞坎、苏巴什、卡英迪等碱性杂岩体和卡日巴生花岗岩体。位于塔什库尔干县城西侧苦子干杂岩体是其中出露面积最大的碱性正长岩体，约 200km^2，近南北向展布，分布在喀喇昆仑断裂带的次级断裂带塔什库尔干断裂中。其同位素（Ar－Ar，全岩和钾长石）年龄为 54-11Ma（新疆地质矿产局二大队，1985；潘裕生等，2000；罗照华等，2003）。岩石类型以霓辉正长岩为主，霓辉石石英正长岩次之，岩体中部为含透辉石和霓辉石正长花岗岩。岩石的主要矿物组成为石英、钾长石、斜长石，次要矿物为透辉石、霓辉石、角闪石、黑云母，尚含少量方解石、烧绿石、钙钛矿、磷灰石、榍石、磁铁矿。

苦子干岩体的 SiO_2 平均值（n=12）为 62.02%，（K_2O＋Na_2O）= 10.99%，K_2O/Na_2O = 2.22%，Al_2O_3 = 14.13%，Fe_2O_3 = 2.34%，FeO = 1.7%，MgO = 1.73%，CaO = 5.74%，在硅-碱图和碱度率关系图，该岩体的各种岩石类型都落在了碱性区域，属于富钾的碱性岩石。岩体的矿物特征和岩石主元素的地球化学特征均显示出了 A 型花岗岩的特点。

该岩体的稀土元素丰度非常高，稀土分配模式均为平滑右倾型分配形式，轻重稀土元素分馏明显，轻稀土元素强烈富集，稀土元素总量最大可达 1849.36ppm，Eu 异常不明显（~0.8）。稀土元素所表现出无或极弱的负 Eu 异常（罗照华等，2003），而同时又无特征表明曾发生过斜长石的分离结晶作用，所以该岩浆来源深，至少来自斜长石不稳定区，表现出了高压型正长岩（粗面岩）（J. Deng et al., 1998）的特征。苦子干岩体还具有特征的高 Ba、Sr、Sr/Y 比值。同时富集大离子亲石元素（LILE）（K、LREE、TH 和 U），相对贫 HREE、Nb、Ta、Ti 和 Y，P 强烈亏损。与苏格兰北部加里东造山带中的高 Ba-Sr 花岗岩（Fowler et al., 2001）的特征十分相似，主要表现为：高 LREE，低 Y 和 HREE，高 Sr/Y（22.14-116.22）和 La/Yb（30.86-136.92）比值，低 Rb/Sr（0.03-0.38）比值；在 Rb-Sr-Ba 图中，正长岩类、正长花岗岩类均落入了高 Ba-Sr 花岗岩区（Tarney and Jones, 1994）。

苦子干岩体具有高 Sr 和相对低 Nd 的同位素特征：$^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.708143-0.711045（平均 0.709730），εSr = 131.29-172.81（平均 154.00）。$^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.511919-0.512204（平均 0.512102），εNd = -14.03--8.47（平均-10.46）。在进行εSr 和εNd 计算时，由于所研究的岩石比较年轻，所以可以不进行时间校正（邓万明，1998）。在 $^{87}Sr/^{86}Sr$-$^{143}Nd/^{144}Nd$ 相关图解中，投影均落在地幔演化线的右边，并离地幔演化线较远，接近和部分落入 EMII 区，表明苦子干碱性正长岩体的源区明显具富集地幔源区的特点。苦子干岩体 $^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 的均值分别为 18.33、15.67 和 39.10。整个岩体接近于现代太平洋和大西洋深海沉积物铅同位素的特征（Hugh R.Rollison. 杨学明等译，2000），在 $^{206}Pb/^{204}Pb$－$^{208}Pb/^{204}Pb$ 相关图解上（G.Miller et al., 1999），接近大洋沉积物的范围。在 $^{206}Pb/^{204}Pb$－$^{207}Pb/^{204}Pb$ 相关图解中，靠近 EMII 富集地幔源区并落入大陆下岩石圈地幔源区的特征值范围内（Norman M D et al., 邓万明，1998），与 Sr、Nd 同位素所表达的源区信息相吻合。

由于岩体的稀土元素表现出极弱的负 Eu 异常与高 Sr 的特征，同时又无特征表明曾发生过斜长石的分离结晶作用，所以该岩浆来源深，至少来自斜长石不稳定区，苦子干岩体属于高压型正长岩（粗面岩）（J. Deng et al., 1998）。高压型正长岩类可由加厚陆壳底部岩石的局部熔融产生，留下榴辉岩相残余，具有无或弱负铕异常，苦子干岩体的稀土分配型式正与此相同。该岩体所处的位置是帕米尔构造的中东部，为青藏高原地壳短缩量最大的地区之一，地壳的厚度达 70km（Chen and Molnar, 1981; Holt and Wallace, 1990），完全具备加厚下地壳的环境。所以，推断该岩体可能为帕米尔构造结

加厚下地壳部分熔融的产物。但是，塔什库尔干碱性杂岩体的 Sr、Nd、Pb 同位素示踪却表达出不同的源区信息。放射性同位素指示的是一种富集型的地幔源区（EMII），同时具有大洋沉积物同位素的特点。岩体的高 Ba-Sr 的特点也暗示了该岩体的源区可能与俯冲洋壳有关（Tarney and Jones，1994）。

对于塔什库尔干碱性岩体，其源区既具有下地壳的特征，又具有富集地幔（EMII）和洋壳的特征，具有一种复合的性质。由此推测其源区为加厚下地壳的部分熔融，而且该加厚下地壳同时受到了来自洋壳流体和富集地幔流体的交代。在大洋岩石圈俯冲过程中，由于含水矿物的脱水形成富含 Ba,Sr 等大离子亲石元素的流体，与来自富集地幔（地幔楔）的流体一起交代加厚地壳的底部，或在上升的过程中首先交代了富集地幔（地幔楔），然后携带富集地幔的信息再作用于下地壳。这样就导致苦子干岩体所表达出的源区信息不是单一的，而是一种复合的性质。

参考文献：

[1] 新疆地质矿产局二大队．1985．新疆南疆西部地质图（1：50万）及说明书[M]．北京：地质出版社：251-361。

[2] 潘裕生主编．2000. 中国科学院青藏高原综合科学考察队．喀喇昆仑山－昆仑山地区地质演化[M]．北京：科学出版社：209-258．

[3] 罗照华，莫宣学，柯珊．2003．塔什库尔干碱性杂岩体形成时代及其地质意义，新疆地质，21（1）：46-50。

[4] J.Deng, Luo Zhaohua, Zhao Hailing et al. 1998. Trachyte and syenite: petrogenesis constrained by the petrological phase equilibrium. Collected works of international symposium on geological science by department of geology[A], Peking University. Beijing: Seism publishing house: 745-757.

[5] 邓万明. 1998. 青藏高原北部新生代板内火山岩. 北京: 地质出版社：1-168.

[6] M.B. Fowler, P.J. Henney, D.P.F. Darbyshire et al. Petrogenesis of high Ba-Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland. Journal of the Geological Society, 2001, v (158): 521-534.

[7] J.Tarney, C.E. Jones. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. Journal of the Geological Society, 1994, v (151): 855-868.

[8] Hugh R.Rollison. (杨学明，杨晓勇，陈双喜 译) 岩石地球化学．合肥：中国科学技术大学出版社，2000：183。

[9] G. Miller, R.Schuster et al., Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. Journal of Petrology, 1999, 40 (9): 1399-1424.

[10] Chen, W.-P., and Molnar, P. Constraints on the seismic wave velocity structure beneath the Tibetian Plateau and their tectonic implications. Journal of Geophysical Research, 1981, v (86): 5937-5962.

[11] Holt, W. E., and Wallace, T. C. Crustal thickness and upper mantle velocities in the Tibetian Plateau region from the inversion of regional Pn1 waveforms: Evidence for a thick upper mantle lid beneath southern Tibet: Journal of Geophysical Research, 1991, v (95): 12499-12526.

Downward return flow of supracrustal rocks associated with the emplacement of large granitic batholiths: Implications for the origin of enriched components in granotoids

Lingsen Zeng and Zhiqin Xu

Key Laboratory for Continental Dynamics, MLR, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037, China. E-mail: lzeng@ccsd.org.cn

Abstract

A large number of granitic batholiths represent the products of magmatic at extinct continental or oceanic arcs. Arc environments (island or continental arc) are believed to be the important loci for the generation of new continental crust. Therefore, geochemical and petrologic studies on large-scale granitic batholiths are essential to advance our understanding of the mechanisms for the formation, growth, and differentiation of continental crust. In general, the source regimes for a large-scale granitic batholith that formed in an arc environment consist of the convecting mantle, sub-arc lithospheric mantle, subducting oceanic crust, lower continental crust, and possibly the mid- to upper continental crust. Most of granotoids have enriched components that resemble either EM-I or EM-II. Such enriched components were attributed commonly to source components or assimilation/contamination by wall rocks during the magma ascends. However, one important aspect with regard to the behavior of the supracrustal rocks and their potential in being incorporated into the source regime has received much less attention. Detailed structural and field studies on the Southern Sierra Nevada batholith indicate (1) tremendous amounts of vertical strain and differential transport within metasedimentary pendants and their invading leucogranite dikes during the emplacement of the bounding plutons; and (2) intensive partial melting of the metasedimentary rocks within the proximity of an invading pluton. These vertical strains resulted in extensive downward return flow in the metasedimentary rocks, which are represented by tight but asymmetric folds with fold axis parallel to the regional downward plunging stretching lineations. Kinematical data on these stretching lineations suggest downward movement of the pre-existing metasedimentary rocks. The formation of relatively weak migmatitic zone might facilitate deformation of the pendant and help intensify the downward return flow of metasedimentary pendants and pumping higher level crustal material to deeper levels during the formation of large-scale granitic batholiths. Such structures in the metasedimentary covers are common in a number of large-scale granitic batholiths. Therefore, this process might play an important role in delivering enriched components into the deep source regime of large-scale granitic batholiths.

鹅髓岩、香花岭岩与翁冈岩的比较研究*

沈敢富
成都地质矿产研究所，成都 610082

研读“权威”的中外地质类和/或岩石学专业辞典，不难发现，由中国学者创名的火成岩为一空白。虽然，用中国地名命名的火成岩有三例（即青岛岩，石龙岩和台湾岩），但其创名者均系外国人[1—5]。人们不禁要问，偌大一个中国产出的火成岩，难道都是外国学者早在异邦就发现过的？难道我国辽阔领土上发育的特殊火成岩，只有老外才慧眼独具？！

自然辩证法昭示，科学的本质在于创新。术语学常识告之，科学发展的直接结果就是创造了大批新术语[6]。基此，拙文试图通过笔者命名的鹅髓岩[7]和黄蕴慧等创名的香花岭岩[8]同大体获得公认的翁冈岩[9]进行比较研究，从一个侧面阐释新火成岩的发现及其新术语的层出不穷，是岩石学学科发展的必然。在该领域中，国人应该，而且可以有所作为。

1 鹅髓岩、香花岭岩与翁冈岩的比较研究

翁冈岩是苏俄学者 Kovalenko 等于 1968 年在蒙古国发现的一种新的次火山岩[9]。鹅髓岩是 1981 年在我国江西发现的一种新的火成岩[6]。香花岭岩是 1981 年于我国湖南发现的一种新的岩浆岩[7]。其实，在颇大程度上，后者的创名还与笔者有关。

诚然，何谓新的火成岩？如何界定？怎样命名？等等诸如此类的问题，还没有一个人所公认的准测可供遵循，亦缺少一个相应的国际学术机构予以仲裁，如同国际矿物协会新矿物及矿物命名委员会对新矿物申报进行审批那样。不过，这种状况业已引起国际地科联火成岩分类学分委会（IUGS SSIR）的关注并采取了一些初步的措施，诸如规定了 10 条分类原则[10]。但这些原则尚需细化，以便操作。

众所周知，比较和分类是常用的科学逻辑方法。比较，就是找出事物之间的异同，从而确定事物的特殊性和一般属性；分类，则是以比较为基础，按共同点把事物归成一类，又依事物的差异点把一类事物分成小类，从而形成种或类型的概念。换言之，共性是归合事物的根据，个性是区别事物的前提，而共性与个性的对立统一，是事物分类的出发点与归宿。考虑共性，事物可以类上归类；考虑个性，事物可以类下分类。为此，把鹅髓岩、香花岭岩和翁冈岩的重要性特征列入表 1，以资比较。

常言道，不怕不识货，就怕货比货。由表 1 可见，鹅髓岩、香花岭岩同翁冈岩相比较，三者在地质产状、结构和构造等宏观、微观特征方面，几可全方位类比。苏俄学者 Korzeskii 是世界著名的交代学说权威人士。他不固守门户之见，鼎力举荐翁冈岩。在为专著《翁风岩》作序中，肯定翁冈岩不仅属岩浆成因，而且成于独特的翁冈岩浆[16]。其立论依据不外乎是：截然交切围岩；其内未见蚀变的围岩俘掳体；具含玻微粒结构的斑状外貌；钠长石和钾长石之间的交代作用不发育；所谓蚀变矿物黄玉，既作斑晶，又呈细针状均匀分布在基质中[16]。如果认可 Korzeskii 的上述论据足可证明翁冈岩由翁冈岩浆成生，那么，为什么鹅髓岩、香花岭岩的岩浆成因不能成立？！更何况，后二者的某些矿物中，同样发育有熔融、熔流包裹体，以及有关成岩、成矿实验的成果亦可为之佐证（详见后述），等等。

姑且退一步说，我们也持传统观念，即云英质岩石是单一云英岩化蚀变作用的产物。可是，鹅

*国家自然科学基金（40472030）资助

髓岩和香花岭岩的地质产状、结构和构造清楚显示，二者具有火成外貌。IUGS SSIR 定义的火成岩，系指火成的或火成外貌的岩石。除岩浆结晶外，甚至可以为交代、变质作用成因[2]。即便这样，鹅髓岩、香花岭岩被视为火成岩，亦是言之有据，言之有理的。再者，在已有的火成岩石中，尚无与鹅髓岩和香花岭岩相当的岩性。因此，视二者为新火成岩，同样堪称言之有据，言之有理。

表 1　香花岭岩、鹅髓岩和翁岗岩重要地质特征一览表

重要特征 \ 岩石及产地		香花岭岩（英黄斑岩） 我国湖南	鹅髓岩（云英斑岩） 我国江西	翁冈岩 蒙古国翁冈	
斑晶	钠长石	约 2%	5%	15.2%	
	钾长石	约 3 %	透长石为主，0.5%	6.5%	
	石英	约 2%	偶见	3.0%	
	三锂云母	—	0.5%，粒径 0.5～0.3mm		
	白云母	—	—	0.3%	
	黄玉	微量	0.2%，粒径 0.5～0. 2 mm	<0.1%	
基质	钠长石	—	0.3	碱性长石	74%
	钾长石	—	少量		
	石英	10～20%	0.4%，粒径 0.09～0.001mm	30%	
	三锂云母	少量	40%，鳞片、纤维状	6～10%	
	黄玉	50～80%	2%，针状、棒针状	10%	
	玻璃及其脱玻化	10～20%	8%	少量	
产状，与团岩关系		岩墙，截然交切	岩墙群，截然交切	岩墙，截然交切	
分带性		分明、冷凝边清晰	不显，冷凝边清晰	不显，冷凝边清晰	
结晶程度的变化趋势		由上至下，自边向内增高	由上至下，自边向内增高	由上至下，自边向内增高	
围岩及其俘虏体的蚀变		极弱	极弱	极弱	
温压地球化学特征		发育熔融、熔流包裹体	发育熔融、熔流包裹体	发育熔融、熔流包裹体	
特征的结构、构造		微粒－细粒斑状结构、球粒结构、毡状结构、流动构造	同左，另见气孔构造	微粒－细粒斑状结构、球粒结构、流动构造	
岩石化学	Si 含量	相对低	相对低	相对高	
	Al 含量	更富	更富	更富	
	Li、Rb、Cs 含量	富 Rb、Li	更富 Rb、Li、Cs	富 Li	
	F 含量	高	高	高	
	K_2O/Na_2O	＞＞1,（K_2O＋Na_2O）不高	＞＞1,（K_2O＋Na_2O）不高	<1，但（K_2O＋Na_2O）高	
含矿性及成因		全岩 Li、Be、W、Sn、Rb、Nb、Ta 矿化，与蚀变关系不大	全岩 Li、Rb、Cs、Be 、Sn、W、Nb、Ta 矿化，与蚀变关系不大	局部 W、Sn、Nb、Ta 矿化，与蚀变关系大	
资料来源		[8]、本文	本文	[9]	

*　总的来看，仅边缘带（由黄玉、石英组成且黄玉含量>石英）与香花岭岩的内涵较吻合；

** 根据整体特征来看，笔者推测，矿化与蚀变关系不大的可能性更高。

从表 1 可知，除地质产状、结构和构造共性远多于个性外，鹅髓岩、香花岭岩与翁冈岩之间的个性则远胜于共性，尤其表现在三者的矿物组成和岩石化学特征等方面彼此殊异。我们知道，在既有火成岩的岩石分类惯例中，结构、构造可视为深成、浅成、喷出和伟晶相的标志，而地质产状几乎没有分类标志的意义。但是，岩石的矿物成分、岩石化学特征则在任何层次的分类中，都是重要的分类判据。按矿物组成和岩石化学特征，鹅髓岩相当于云英岩的次火山类似物（事实上，前人就

视其为强云英岩化的产物)；香花岭岩相当于英黄岩——笔者用以指称那种基本由石英、黄玉组成，但黄玉的模态含量（modal content）>石英的岩石；而黄英岩反之——（事实上，前人就视其为云英岩化作用之一的黄玉化强蚀变产物[11]）的次火山类似物，笔者建议用英黄斑岩作其同义术语；翁冈岩相当于钠长石化稀有金属 Li-F 花岗岩和伟晶岩的次火山类似物[9]（事实上，过去则视其为钠长石化变花岗岩[12]）。如所周知，在传统的岩石分类中，云英岩、黄英岩和钠长石化花岗岩分属不同的岩石类型，故这三种岩石的次火山类似物，也可以，而且应该分别命名，以避免术语的模棱两可和含混不清，并且这样运作，亦符合国际岩石学界的命名惯例，正如由碳酸盐矿物组成的火成岩，被公认为独立的岩石种，称之为碳酸岩（carbonatite），而沉积成因者名碳酸盐岩（carbonate rock）一样。

自不待言，如欲按共性把鹅髓岩、香花岭岩和翁冈岩加以类上归类的话，它们均属富 F 含矿岩浆的次火山产物，可简称其富 F 含矿斑岩。其中，鹅髓岩、香花岭岩可进一步归类成广义的云英斑岩。需要强调的是，翁冈岩成于 Na>K 的翁冈岩浆，而鹅髓岩则成于 K>Na 的富 F 含矿岩浆（较翁冈岩浆更为独特，其生成时间一般较翁冈岩浆更晚)，我们称之为鹅髓岩浆[7]。英国学者 Scrivenor 1928 年表述过石英-黄玉岩浆[13]，似属鹅髓岩浆范畴。香花岭岩和黄英岩[14]可由此晶出。

2 从成岩、成矿实验资料看鹅髓岩、香花岭岩和翁冈岩的成因

近 30 年来，国内外作了大量花岗岩（Na_2O>K_2O 或者反之）-H_2O-RX(R=Li、Na、K、Rb、Cs 和 H^+，X=F、B、P 和 OH^-)体系的成岩、成矿实验[15-22]。所获成果，对于深入洞悉富 F 含矿岩浆的成岩、成矿机理、启迪良多。或者进而言之，对于深化鹅髓岩、香花岭岩和翁冈岩的成因认识，大有裨益。总的说来，所获成果可以概括成下述 10 个方面：（1）RX 添加剂能大大降低硅酸盐岩浆的固相线温度，特别是氟化物添加剂的影响更烈，固相线甚至低于 300℃。同时，液相线也相应下降。同一般的酸性岩浆相比，其结晶温度区间扩大了 200～500℃。据悉，过量 Al 的加入，也能降低酸性熔体的凝固点；（2）RX 添加剂促使熔浆发生液态分异，熔离出富挥发分相和贫挥发分相；（3）RX 添加剂可影响酸性岩浆的矿物晶出顺序及其共生组合。例如，适量多的氟化物添加剂，抑制钾长石生长，有利于钠长石的晶出。体系氟的含量再高，钠长石的晶出亦受到抑制，石英、黄玉优先析出；（4）RX 添加剂能显著降低熔体的粘度和密度，提高其热散和化学扩散能力；（5）RX 添加剂可促进水在岩浆中的溶解度，并随固相所占比重的不断加大，岩浆逐渐过渡为热水溶液；（6）F、B、P、Li、Rb、Cs、Nb、Ta、Sn 和 W 等元素，具有鲜明的亲熔体性，而且随体系 F 含量的升高，亲石性矿化元素在熔体相内的含量更增；（7）伴随结晶作用的演进，熔体中 Si 含量下降，Al 和 F 含量升高，并最终成就贫硅、过铝、富氟的熔体。就其化学成份而言，这样的熔体大体与云英岩的化学成份相当；（8）即使在与极富矿化元素熔浆平衡的热液中，矿化元素的含量如此之微，以至于很难设想，靠这些从富挥发分酸性残浆析离出来的成矿元素含量仅千分之几～万分之几，乃至十万分之几～数十万分之几的热水溶液，居然能成生高品位的大型矿床；（9）与传统所称的钠化花岗岩、钾化花岗岩、云英岩化花岗岩和云英岩等相当的岩石，均可自高氟岩浆中直接晶出；（10）传统认定的岩浆期后蚀变矿物（例如黄玉、三锂云母和萤石等）也能直接从岩浆中析出；等等。

鹅髓岩、香花岭岩和翁冈岩的矿物成份及其共生组合、岩石化学、温压地球化学等，同前述有关成岩、成矿实验的反应生成物、试料组分、实验的物理条件，以及富 F 熔体的演化趋势之间，在很大程度上具有可比性。由此间接佐证了它们可以为岩浆成因的极大可能性。

中国人有能力，应该而且可以在新火成岩的发现、研究方面，作出无愧于中华民族的贡献。毫无疑义，随着我国岩石学事业不断向纵深方向拓展，国人完全可能发现新的火成岩。不仅如此，国人还应该勇于参与 IUGS SSIR 推荐的《火成岩分类及术语辞典》[2]的评价、建议和修正的论争，抢

战滩头。否则，拱手把制定国际火成岩分类及术语规范的权利让给少数发达国家的学者，届时，套你就范，我们就会很被动。

末了，让我们重温我国古代先哲孔子的教诲：名不正则言不顺，言不顺则事不成。

参 考 文 献

[1]地质辞典办公室.地质大辞典（二）矿物、岩石、地球化学分册.北京：地质出版社，2005，117-152

[2]Le Maitre R.W.，Bateman P.，Dudek A.et al.A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms：Recommendations of the International Union of Geological sciences，Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks.New York：Blackwell Scientific Publication，1989，P. 132

[3]Tomkeieff S.I.Dictionary of Petrology.New Yourk：John Wiley & Sons Ltd.，1983，P. 680

[4]Ryka V.，Malishevskaya A。Dictionary of Petrology。 Moscow：Nedra Press，1989，P. 589(in Russian)

[5]地学团体研究会地学经典编集委员会．地学事典．东京：平凡社，1981， P. 1612

[6] Ronden G. 术语学概论（中译本）. 北京: 科学出版社, 1985, 2-30

[7]沈敢富．鹅髓岩（云英斑岩）——一种新的火成岩. 科学通报，1983，(2)：100-105

[8]黄蕴慧、杜绍华. 香花岭岩石——一种新的岩浆岩. 中国地质，1983，(9)：31-33

[9] Kovalenko V.I., Kovalenko N.I. Ongonites. New Siberiask: Nauka Press,1976,P. 121(in Russian)

[10] Le Bas M.J., Streckeisen A.L. The IUGS systematics of igneous rocks．Journal of the Geological Society, London,1991,148: 825-833

[11]中南冶金地质研究所稀有专题组．湖南某地蚀变细晶岩脉钽铌矿属地质特征．载全国稀有元素地质会议论文集（第二集），北京：地质出版社，1974, 229-240

[12] Beus A.A., Severov V.A. et al．Albitization and greisenization granites(apogranites)．Moscow: USSR Academy of Science Press, 1962, P. 192(in Russian)

[13] Scrivenor J.B. The geology of Malayan ore-deposits．London, 1928, 103-104

[14] Eadington P.J., Nashar B.Evidence for rhe magmatic origin of quartz-topaz rocks from rhe New England Batholith, Australia. Contrib. Mineral. Petrol.,1978, 67: 433-438

[15]王联魁、黄智龙，Li-F 花岗岩液态分离与实验. 北京: 科学出版社，2000, P. 280

[16]熊小林、朱金初、饶冰．黄玉云英岩的初步实验研究．科学通报，1996，41(10)：917-919

[17]Kovalenko N.I.E xperimental studies of formation for rare-metal Li-F granites．Moscow : Nauka Press, 1979, P. 152(in Russian)

[18]Trufanova L.G., Gluk D.S. Forming conditions of lithium minerals．Moscow：Nauka Press, 1986, P. 149(in Russian)

[19]Manning D.A.C. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kbar．Contrib. Mineral. Petrol.,1981,76: 206 -215

[20]Pichavant M.Effect of B and H2O on liquidus phase relations in the haplogranite system at 1 kbar. Am. Mineral. ,1987, 72: 1056-1070

[21]London D. Magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: evidence from fluid inclusions and phase-eguilibrium experiments. Am. Mineral.,1986, 71: 376-395

[22]Linnen R.L.The solubility of Nb-Ta-Zr-Hf-W in granitic melts with Li and Li+F: constraints for mineralization in rare metal granites and pegmatires.Econ.Geolgy,1998,93:1013-1025

黑龙江省东部饶河杂岩的就位时代与东北东部中生代构造演化

程瑞玉[1]　吴福元[2]　葛文春[1]
1. 吉林大学地球科学学院，长春 130061
2. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室，北京 100029

饶河地区位于黑龙江省东部饶河县境内，本区出露有我国东部最为完整的中生代海相地层，其间发育一条近南北向镁铁质－超镁铁质杂岩带，李春昱（1980）先生最早提出饶河蛇绿岩的概念；后有众多地质界专家学者对本区的岩石、地层、古生物、古地磁、造山机制和构造演化等方面进行了详细的研究（王成源，1986；孙革，1989；崔秀石，1989，1994；水谷伸治郎，1989；康宝祥，1990；邵济安，1990，1991，1992；张世红，1991，1992，1993；崔革，1991；张庆龙，1989,2004；赵海玲，1996；李朋武，1997；张传恒，1999；等）；认为由于本区缺乏变质橄榄岩以及辉长岩的化学成分与典型蛇绿岩中辉长岩成分存在较大差异，对饶河蛇绿岩的概念提出了质疑；然而，关于本套岩石生成于海洋环境后来又就位于大陆边缘的意见大家观点一致；因此本文采用饶河杂岩的概念。赵海玲，邓晋福等（1996）用 Rb-Sr 法测得饶河杂岩中枕状玄武岩年龄为 169.19±6.48Ma；作者对杂岩中辉长岩采用锆石 U-Pb 法所得年龄结果为 166±1Ma，由此可知此杂岩的就位时间应不早于 166Ma。

饶河杂岩的就位时间以及就位机制是解决本区中生代构造演化的关键所在，本文主要对于饶河杂岩的就位时间给予较为精确的限制。饶河杂岩中辉长岩的形成年龄对杂岩体就位时间的下限已经给出了较好的限定，杂岩体又被饶河花岗岩所侵入，本次对蛤蚂河和太平村两个岩体花岗闪长岩的锆石 U-Pb 精确定年结果显示，花岗岩的形成时间可能分为两个阶段（124Ma 和～115Ma），另外饶河地区陆源碎屑成因浊积岩的时代约为 160-150 Ma（Oxfordian-Kimmeridgian 阶），因此可以肯定饶河杂岩的就位时间应该在 150-124Ma 之间，反映在晚侏罗世末期－早白垩世以前我国东部太平洋板块存在着长距离俯冲－走滑作用。

另外，岩石学研究显示，本区花岗岩中均具有岩浆结晶成因的堇青石，据黑龙江地矿局资料显示两岩体铝饱和指数在1.05-1.4之间，绝大多数样品ASI>1.1，显示强过铝花岗岩的特点；指示本区花岗岩应为来源于沉积物质部分熔融形成的S型花岗岩。对饶河花岗岩两个岩体锆石Hf同位素的研究发现锆石具有较高的$^{176}Hf/^{177}Hf$ 同位素比值和较正的εHf(t)值，与东北地区大面积显生宙花岗岩的特点一致，反映在晚侏罗世－早白垩世以前本区应发生过较为显著的地壳抬升与风化剥蚀现象。

富钨锡花岗岩成因讨论

杨合群 李文明 杨建国 李英 杨林海
（西安地质矿产研究所，西安，710054）

众所周知，钨锡为亲花岗岩元素。不论矽卡岩型的还是云英岩型和石英脉型的钨锡矿床，成矿母体均为花岗岩。虽然世界上的花岗岩有多种成因类型，但富钨锡花岗岩似乎主要来源于古陆壳物质的重熔，本文搜集有关资料来讨论这一问题。

一、富钨锡花岗岩的时代

世界钨锡矿床资料可说明有关花岗岩形成的时代特点。

前寒武纪形成钨锡矿床比较少且规模小，在我国有扬子地台西缘的平地钨矿床和扬子地块中间的贵州梵净山钨锡矿床，在北斯堪的纳维亚地盾上有矽卡岩型钨矿床，它们各自的钨锡金属储量不足 1 万吨。

加里东期是一次重要的钨锡成矿期，形成有西欧的康沃尔-伊比利亚-比利牛斯-厄尔士巨型钨锡成矿带，有澳大利亚东南沿海-塔斯马尼亚钨锡成矿带，有我国北祁连山钨成矿带（产出塔尔沟、小柳沟等钨矿床）。

华力西是又一次重要的钨锡成矿期，形成有中亚的哈萨克斯坦-吉尔吉斯斯坦钨锡成矿带，仅哈萨克斯坦 Verkhnee-Kairakty 矿床拥有一百万吨钨金属储量，吉尔吉斯斯坦有几个大型锡矿床，有我国北山钨锡成矿带（产出红尖兵山和鹰嘴红山钨矿床、七一山钨锡矿床、明锡山锡矿床）。

中生代是钨锡成矿的全盛时期，形成有俄罗斯远东钨锡成矿带，有东南亚钨锡成矿带，北美内华达钨成矿区, 有著名于世界的我国华南钨锡成矿带（粤赣湘钨成矿带和湘桂锡成矿带）及三江锡成矿带。

从上述资料看，随着地质时代由老到新，钨锡成矿规模由小到大，说明富钨锡花岗岩的形成条件与地球演化进程密切相关。

二、富钨锡花岗岩的类型

迄今为止，蛇绿岩套中直接由幔源基性岩浆分异的斜长花岗岩，即 M 型花岗岩，没有发现过钨锡矿。已知的锡矿床主要与 S 型花岗岩有关；钨矿床也主要与 S 型花岗岩有关，仅少量与 I 型花岗岩有关。例如：世界最大的华南钨锡矿集区，粤赣湘钨成矿带花岗岩属弱过铝的 S 型二长花岗岩、正长花岗岩和碱性长石花岗岩，湘桂锡成矿带花岗岩属强过铝的 S 型二长花岗岩。北祁连山塔尔沟钨矿床有关花岗岩为 S 型花岗闪长岩和黑云母花岗岩，小柳沟钨矿床有关花岗岩为隐伏的 S 型二长花岗岩；北山红尖兵山钨矿床有关花岗岩为 S 型二长花岗岩，七一山钨锡矿床有关花岗岩为 S 型二长花岗岩。

概括地讲，对于形成钨锡矿床， I 型花岗岩比 M 型花岗岩有利，S 型花岗岩比 I 型花岗岩更有利。M 型花岗岩来源于地幔基性岩浆分异，I 型花岗岩来源于壳幔源或下部地壳(infracrustal)物质重熔，S 型花岗岩来源于地壳源或上部地壳(supracrustal) 物质重熔。由此可知，花岗岩浆源区地壳物质越多，对形成富钨锡岩浆越有利。

三、富钨锡花岗岩的同位素信息

华南地区粤赣湘钨成矿带花岗岩锶同位素初始比值为 0.708 ～ 0.720， $\varepsilon_{Nd}(t)$值为 -6 ～ -14，湘桂锡成矿带花岗岩锶同位素初始比值≥ 0.720， $\varepsilon_{Nd}(t)$值为-14 ～ -7（肖庆辉等，2002）。北祁连塔尔沟钨矿有关花岗岩锶同位素初始比值为 0.7154（毛景文等，2003）。红尖兵山钨矿床有 5 件黑钨矿 $\varepsilon_{Nd}(t)$：-8.05 ～ -4.16；七一山钨锡矿床 5 件萤石 $\varepsilon_{Nd}(t)$值 -4.29 ～ -4.27 (聂凤军等 2002 , 2004)。

锶同位素初始比值大于 0.708 和 $\varepsilon_{Nd}(t)$远小于 0，证明富钨锡花岗岩源区为古老地壳物质。

四、讨论

地球演化过程，壳幔分异时，钨锡向地壳中富集。地壳内部再分异时，钨锡进一步向上地壳富集。按照 Lehmann（1994）提出的在地球历史中某些金属分异演化模式，原始地幔中钨和锡含量分别为 0.016 和 0.13(10^{-6})；地幔-地壳分异，地壳中钨和锡含量分别达 1.0 和 2.0(10^{-6})；地壳内部分异，下地壳中钨和锡含量分别变为 0.7 和 1.5 (10^{-6})，上地壳中钨和锡含量则分别达 2.0 和 2.5～5.5(10^{-6})。

所谓地壳内部分异，实际是幔源物质在地壳环境再经历多次部分熔融分异和表生分异过程。古老地壳相对于新生地壳，有更多机会经历上述分异过程。因此古老地壳分异的上地壳物质在较晚时代重熔，有利于富钨锡花岗岩的形成。

参考文献

肖庆辉，邓晋福，马大铨等，花岗岩研究思维与方法，2002，北京，地质出版社

毛景文，张招崇，杨建民等，北祁连山西段铜金铁钨多金属矿床成矿系列和找矿评价，2003，北京，地质出版社

夏林圻，夏祖春，任有祥等，北祁连山构造-火山岩浆-成矿动力学，2001，北京，中国大地出版社

聂凤军，江思宏，白大明等，北山地区金属矿床成矿规律及找矿方向，2002，北京，地质出版社

Lehmann B. Granite-related rare metal mineralization : a general geochemical framework. In:Seltmann R, Kaempf H and Moller P(eds). Metallogeny of collisional orogens. Prague: Czech Geological Survey. 1994,324～349

山海关后石湖山碱性花岗岩构造背景：后造山还是非造山？

姬广义[1] 汪 洋[2,3*]

1 北京市地质研究所, 北京 100011; 2 中国科学院广州地球化学研究所, 广东 广州 510640;
3 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; *通讯作者 e-mail: allen_thalassa@sina.com

河北省山海关以北的后石湖山一带出露有平面近圆形、面积 45 km^2 的花岗岩体—后石湖山岩体，含碱性暗色矿物—钠铁闪石，为一典型的碱性花岗岩。该岩体 SiO_2 含量在 74 ~ 77%，全碱含量 8 ~ 9%，K_2O/Na_2O 大于 1，极度富集 Y、Zr 等高场强元素，相对 La 而言 Nb、Ta 不亏损或亏损不明显，但极度亏损 Ba、Sr、Eu、Ti 等元素，稀土配分曲线和不相容元素蛛网图上出现极深的 Eu、Ba、Sr、Ti 和 P 的低谷，具有高的 Ga/Al 比值，$\varepsilon Nd(t) < -10$。由于该岩体被认为产出于一早白垩世破火山口中（王季亮等, 1994），岩体年龄为 115 Ma（SHRIMP 锆石 U-Pb，魏春生等, 2004），故而前人一直将其视为燕山乃至中国东部早白垩世非造山背景（裂谷）下形成的典型的 A 型花岗岩（许保良等, 1994; 李伍平, 2002; 刘红涛等, 2002）。

我们的野外工作表明，后石湖山一带早白垩世张家口组内并未发育集块角砾熔岩、具柱状节理的次火山岩、放射状岩墙群等火山口的典型标志；相反火山岩系中发育河流相复成分砾岩，不是火山口湖相沉积；因此该地区亦非一古火山机构。该地区张家口组火山岩出露区与太古宙接触处未发育底砾岩；西南侧局部出露的河流相复成分砾岩是火山岩系中的沉积夹层而非底砾岩。同时，两者的接触面与火山岩组构面呈大角度交切关系，张家口组火山岩的产状亦非山海关幅 1: 20 万区域地质图（河北省地质局, 1974）中 C-D-E 图切剖面所显示的宽缓向斜，而具有复杂的褶皱特征（图 1），火山岩内部的变形形式较火山岩和太古宙之间接触界线的变形形式更为复杂。因此，后石湖山一带早白垩世张家口组火山岩系与外围太古宙之间并非不整合接触，而是断层接触关系（图 1）。正长岩脉沿边界断层面侵入，占据了后石湖山一带张家口组火山岩系与外围太古宙之间的部分断层面。基于我们的填图和研究，后石湖山一带张家口组火山岩所发育的同斜、等斜褶皱，原生层理已被后期面理置换、面理又发生褶皱等强烈的透入性变形，以及至少达绿片岩相的变质程度，均是早白垩世发生的大规模逆掩推覆作用导致张家口组火山岩被深埋所致。后石湖山一带张家口组火山岩位于一个逆掩推覆断层体系的下盘，该断层系统的上盘是太古宙岩片。该火山岩出露区与周边太古宙之间接触面在平面上整体近卵圆形的形迹，是由于后石湖山碱性花岗岩体底辟侵位而导致原先的推覆断层面发生变位，而又经历后期剥蚀的结果。所以，后石湖山地区是一个由于后期碱性花岗岩侵位所导致的穹隆底辟作用而显露的构造窗。

近年来在燕山其他地区的构造地质学研究也表明，大规模逆冲推覆构造的发育一直持续到早白垩世张家口组和义县组火山岩形成之后（Davis et al, 2001; 杨庚等, 2001; 姬广义和汪洋, 2004; 汪洋等, 2005a,b），即挤压构造的发育一直持续到 130 ~ 125 Ma 之后，这些事实意味着后石湖山碱性花岗岩形成于后造山环境。我们对燕山地区早白垩世火山岩的研究也支持这一看法（汪洋等, 2005c）。我们的研究结果表明，前人根据后石湖山碱性花岗岩的 Nb-Y-Ce 等微量元素图解将其构造背景判别为非造山（裂谷）环境的认识是错误的。花岗岩的构造背景判别是地质学问题，而非地球化学问题。

根据岩石化学和地球化学特征，结合前人关于后石湖山碱性花岗岩锆石 O 同位素、Nd、Pb 同位素的研究结果（魏春生等, 2004），我们认为该花岗岩是下地壳中生代底侵的基性岩于早白垩世时期在相对缺水和高温条件下发生小比例部分熔融的产物。因此，小比例部分熔融过程可能是导致该花岗岩 Nb、Ta 相对于 La 等轻稀土元素富集的主要原因。

本文为国家自然科学基金资助项目(编号 40376013, 40104003)、中国博士后科学基金资助项目和中国科学院王宽诚博士后奖励基金资助项目的成果.

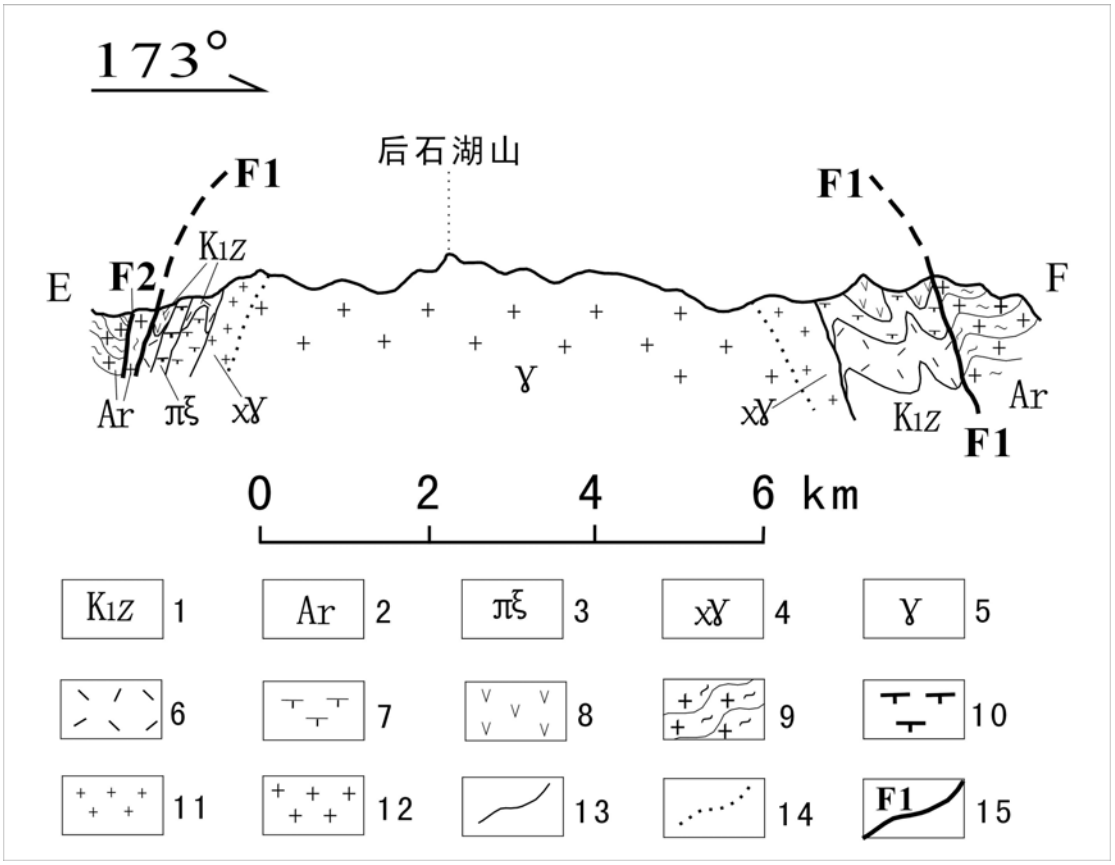


图 1 后石湖山构造窗地质剖面图（汪洋等, 2005b）

1-早白垩世张家口组，2-太古宇，3-斑状正长岩，4-细粒碱性花岗岩，5-碱性花岗岩，6-流纹岩，7-粗安岩，8-安山岩，9-片麻岩，10-斑状正长岩，11-细粒碱性花岗岩，12-碱性花岗岩，13-地质界线，14-岩相界线，15-断层及编号

本文作者之一（汪洋）曾基于 A_1 型花岗岩源于幔源基性岩浆分异而来的假设，认为后石湖山碱性花岗岩富集 Nb、Ta 的特征表明其形成时燕山地区仍然存在有富集的岩石圈地幔（SCLM）。从我们现有的研究来看，该花岗岩是下地壳小比例部分熔融的产物。因此该花岗岩的地球化学特征目前尚不能作为判断早白垩世燕山地区存在岩石圈地幔的可靠依据。同理，基于后石湖山碱性花岗岩具有 OIB 的微量元素特征而将其与地幔柱有关联的猜测（魏春生等, 2004）亦不符合构造地质学和岩石成因学证据。

参考文献：

河北省地质局第二区域地质测量大队. 1974. 1: 20 万山海关幅地质图.

姬广义, 汪洋. 2004. 北京地质, 16(1): 1-15.

刘红涛, 翟明国, 刘建明, 孙世华. 2002. 岩石学报, 18(4): 433-448.

汪洋, 姬广义, 夏希凡. 2005a. 北京地质, 17(2): 1-13.

汪洋, 姬广义, 夏希凡. 2005b. 燕山东南端早白垩世挤压构造的新观察及其地质意义. 地质通报(in review).

汪洋, 姬广义, 夏希凡. 2005c. 矿物岩石地球化学通报, 24(增刊).

王季亮, 李丙泽, 周德星, 姚士臣, 李枝荫. 1994. 北京: 地质出版社, 213pp.

魏春生, 郑永飞, 赵子福, Valley J W, Spicuzza M J. 2004. 岩浆岩研究发展战略研讨会暨第三届花岗岩成因与地壳演化学术讨论会论文摘要集, 南京, p102-104.

许保良, 黄福生, 王式洸. 1994. 岩石圈地质科学. 北京: 北京大学出版社, 1-20.

杨庚, 柴育成, 吴正文. 2001. 地质学报, 75(3): 322-332.

Davis G A, Zheng Y D, Wang C, et al. 2001. Geol. Soc. Am. Memoir, 194: 171-197.

Davis G A. 2003. 地学前缘, 10(4): 373-384.

云开造山带麻粒岩相变质、深熔作用成因、时代及构造背景

彭松柏[1,2]，金振民[1]，付建明[2]，刘云华[2]，何龙清[2]，蔡明海[2]，
1、中国地质大学（武汉）地球科学学院，湖北，武汉，430074
2、宜昌地质矿产研究所，湖北.宜昌 443003

近年来随着云开地质工作的深入，使人们越来越认识到麻粒岩相变质与紫苏花岗岩、条带-眼球状花岗岩的具有密切的成因演化关系，而且这对于对云开造山带的形成与演化，以及华夏与扬子板块的聚合与裂解的认识都具有重要意义。前人对云开麻粒岩相变质、紫苏花岗岩及其麻粒岩包体、混合岩、条带－眼球状（环斑）花岗岩成因和时代的研究主要有两种观点：一种认为麻粒岩相变质、紫苏花岗岩，以及混合岩、花岗岩是加里东期麻粒岩在水不饱和条件下发生深熔作用的结果，紫苏花岗岩岩浆的麻粒岩相变质-深熔作用与相对较浅部的低压麻粒岩相变质作用几乎是同时发生的（陈斌等，1992；1994；1994）。另一种则认为低压麻粒岩相变质的时代是晋宁期，中压麻粒岩相变质的时代为加里东期。麻粒岩的形成是地幔上隆导致地壳下部产生区域高热流的结果，紫苏花岗岩的形成是由于地壳挤压加厚，在富 CO2 流体的参与下麻粒岩的熔融而成（周汉文等，1994；1998）。我们对高州一带的麻粒岩相变质、紫苏花岗岩及其麻粒岩包体、条带－眼球状（环斑）花岗岩的岩石地球化学特征、时代，以及形成的构造背景进行的研究得出以下认识。

1．麻粒岩相变质岩中发现的石榴石和夕线石之间形成的细粒尖晶石、堇青石交生体和细粒尖晶石、石英，刚玉则形成堇青石的后成合晶冠状体，以及石榴石中包裹体矿物（长石、石英）普遍发育的放射状减压膨胀结构等典型近等温减压变质反应结构，特别是在 T=900-950℃，P＞9.0Mpa 条件下发生的石榴石和夕线石之间反应形成尖晶石、石英的变质反应：Gt＋Sill → Spl＋Qtz (Senguqta, 1995)，以及白云母脱水熔融反应：Ms +Pl + Q→ Kfs + Sill + Bt + M 和黑云母脱水熔融反应：Sill +Bt + Q →包晶相（Grt / Crd / Spl）+ M，表明麻粒岩相变质的峰期温度和压力较高，而且经历了典型的地壳增厚近等温减压（ITD）变质和脱水熔融作用。麻粒岩包体和紫苏花岗岩形成后所发生的近等压冷却（IBC）变质反应：Opx + Pl → Grt + Q 和 Bt + Pl→ Grt + Q，则是麻粒岩和紫苏花岗岩，以及条带-眼球状花岗岩体形成之后地壳伸展减薄退变质作用过程的重要表现，而压力略有增加可能是由热沉降，或者岩浆增生地壳增厚作用引起的。麻粒岩相变质的片岩、片麻岩和条带状混合岩中，普遍出现的近等温减压（ITD）变质反应、白云母脱水熔融和黑云母脱水融熔反应，以及在深熔花岗质岩石（包括紫苏花岗岩、条带-眼球状花岗岩）中出现的近等压冷却（IBC）变质作用，反映片岩、片麻岩和条带状混合岩发生了麻粒岩相条件下的近等温减压（ITD）变质和深熔作用，以及随后的近等压冷却（IBC）退变质反应，表明云开地区麻粒岩相变质岩、紫苏花岗岩及其麻粒岩包体、条带－眼球状（环斑）花岗岩为俯冲-碰撞造山地壳增厚和随后地壳伸展减薄作用过程的产物。

2．紫苏花岗岩及基性麻粒岩包体，以及条带-眼球（环斑）状花岗岩近等压冷却（IBC）变质的温度和压力差别不大基本一致，麻粒岩包体的温度和压力略高。麻粒岩包体第一世代（麻粒岩相变质）的温度（838℃-729℃）和压力（6.4Kbar-6.8Kbar ）略高于紫苏花岗岩形成第一世代的温度（758℃-725℃）和压力（4.1Kbar-4.3Kbar）。麻粒岩包体第二世代（后成合晶冠状体）的温度（614℃-707℃）和压力（5.9Kbar -6.2Kbar ）则与紫苏花岗岩第二世代温度（661℃-640℃）和压力（6.3Kbar-6.6Kbar），以及变苏长辉长岩第二世代的温度（651℃-698℃）和压力（6.8Kbar）基本一致，麻粒岩包体和紫苏花岗岩的第一世代温度明显高于第二世代温度，第一世代压力则明显低于第二世代压力，显示早期为低压麻粒岩相变质，晚期为中-低压麻粒岩相变质，而且麻粒岩包体的矿物组合及矿物成分与紫苏花岗岩相似，表明麻粒岩包体可能来自紫苏花岗岩的源区。

3．麻粒岩相变质岩、紫苏花岗岩、条带-眼球（环斑）状花岗岩，以及片麻状含榴花岗岩锆石SHRIMPU-Pb 的精确定年研究结果表明：麻粒岩相变质岩的变质年龄为 435Ma，紫苏花岗岩的岩浆结晶年龄为 435Ma，条带-眼球（环斑）状花岗岩的岩浆结晶年龄为 465-467Ma，片麻状含榴花岗岩的岩浆结晶年龄为 413Ma，变苏长辉长岩 Sm-Nd 矿物－岩石等时线的年龄为 393Ma，显示云开地区的麻粒岩相变质和深熔作用的时代为均加里东期构造-变质-岩浆活动的产物，而且长英质深熔花岗岩，以及与之共生的镁铁质岩石（变辉长岩、基性麻粒岩包体）的岩石地球化学特征表明，它们均形成于俯冲-碰撞活动大陆边缘火山弧背景下的后碰撞-伸展构造环境。条带-眼球状花岗岩中韧性变形的激光 Ar-Ar 年龄为海西-印支期，表明云开地区加里东期俯冲-碰撞造山作用之后，又经历了海西-印支期的挤压抬升和伸展揭顶作用。

综上所述，云开地区麻粒岩相变质岩、紫苏花岗岩、条带-眼球（环斑）状花岗岩、片麻状含榴花岗岩、变苏长辉长岩，以及基性麻粒岩包体，为加里东期扬子板块向华夏板块洋壳俯冲-碰撞活动大陆边缘火山弧背景下后碰撞-伸展作用过程中发生拆沉-底侵岩浆岩活动和麻粒岩相变质的产物，这也为加里东期扬子地块向华夏地块的俯冲-碰撞提供了重要证据。

本研究成果由国家自然基金（青年）项目：49502036、国家自然基金面上项目：40072069 和中国地质调查局中南地区基础地质综合研究项目资助。

关键词：云开造山带；麻粒岩相变质；深熔作用；构造背景

从鹅髓岩、香花岭岩与翁冈岩的比较研究说开去*

沈敢富
（成都地质矿产研究所，成都 610082）

研读“权威”的中外地质类和/或岩石学专业辞典，不难发现，由中国学者创名的火成岩为一空白。虽然，用中国地名命名的火成岩有三例（即青岛岩，石龙岩和台湾岩），但其创名者均系外国人[1—5]。人们不禁要问，偌大一个中国产出的火成岩，难道都是外国学者早在异邦就发现过的？难道我国辽阔领土上发育的特殊火成岩，只有老外才慧眼独具？！

自上世纪 80 年代以来，由国人发现并作过某种研究的新火成岩几近 10 种[6-14]。令人遗憾的是，这些新发现有意、无意地被妖魔化、矮化和边缘化。与之形成强烈反差的是，一旦外国学者提出什么新岩石（乃至岩石组合）名称，君不见国人蜂拥而至者大有人在，步人后尘亦乐此不疲。甚至，削足适履也在所不惜。

自然辩证法昭示，科学的本质在于创新。术语学常识告之，科学发展的直接结果就是创造了大批新术语[15]。基此，拙文试图通过笔者命名的鹅髓岩[6]和黄蕴慧等创名的香花岭岩[7]同大体获得公认的翁冈岩[16]进行比较研究，从一个侧面阐释新火成岩的发现及其新术语的层出不穷，是岩石学学科发展的必然。在该领域中，国人应该，而且可以有所作为。

1 鹅髓岩、香花岭岩与翁冈岩的比较研究

翁冈岩是苏俄学者 Kovalenko 等于 1968 年在蒙古国发现的一种新的次火山岩[16]。鹅髓岩是 1981 年在我国江西发现的一种新的火成岩[6]。香花岭岩是 1981 年于我国湖南发现的一种新的岩浆岩[7]。其实，在颇大程度上，后者的创名还与笔者有关。

诚然，何谓新的火成岩？如何界定？怎样命名？等等诸如此类的问题，还没有一个人所公认的准测可供遵循，亦缺少一个相应的国际学术机构予以仲裁，如同国际矿物协会新矿物及矿物命名委员会对新矿物申报进行审批那样。不过，这种状况业已引起国际地科联火成岩分类学分委会（IUGS SSIR）的关注并采取了一些初步的措施，诸如规定了 10 条分类原则[17]。但这些原则尚需细化，以便操作。

众所周知，比较和分类是常用的科学逻辑方法。比较，就是找出事物之间的异同，从而确定事物的特殊性和一般属性；分类，则是以比较为基础，按共同点把事物归成一类，又依事物的差异点把一类事物分成小类，从而形成种或类型的概念。换言之，共性是归合事物的根据，个性是区别事物的前提，而共性与个性的对立统一，是事物分类的出发点与归宿。考虑共性，事物可以类上归类；考虑个性，事物可以类下分类。为此，把鹅髓岩、香花岭岩和翁冈岩的重要性特征列入表 1，以资比较。

常言道，不怕不识货，就怕货比货。由表 1 可见，鹅髓岩、香花岭岩同翁冈岩相比较，三者在地质产状、结构和构造等宏观、微观特征方面，几可全方位类比。苏俄学者 Korzeskii 是世界著名的交代学说权威人士。他不固守门户之见，鼎力举荐翁冈岩。在为专著《翁风岩》作序中，肯定翁冈岩不仅属岩浆成因，而且成于独特的翁冈岩浆[16]。其立论依据不外乎是：截然交切围岩；其内未见蚀变的围岩俘掳体；具含玻微粒结构的斑状外貌；钠长石和钾长石之间的交代作用不发育；所谓蚀变矿物黄玉，既作斑晶，又呈细针状均匀分布在基质中[16]。如果认可 Korzeskii 的上述论据足可证明翁冈岩由翁冈岩浆成生，那么，为什么鹅髓岩、香花岭岩的岩浆成因不能成立？！更何况，后

*国家自然科学基金（40472030）资助

二者的某些矿物中，同样发育有熔融、熔流包裹体，以及有关成岩、成矿实验的成果亦可为之佐证（详见后述），等等。

姑且退一步说，我们也持传统观念，即云英质岩石是单一云英岩化蚀变作用的产物。可是，鹅髓岩和香花岭岩的地质产状、结构和构造清楚显示，二者具有火成外貌。IUGS SSIR 定义的火成岩，系指火成的或火成外貌的岩石。除岩浆结晶外，甚至可以为交代、变质作用成因[2]。即便这样，鹅髓岩、香花岭岩被视为火成岩，亦是言之有据，言之有理的。再者，在已有的火成岩石中，尚无与鹅髓岩和香花岭岩相当的岩性。因此，视二者为新火成岩，同样堪称言之有据，言之有理。

表 1　香花岭岩、鹅髓岩和翁岗岩重要地质特征一览表

重要特征 \ 岩石及产地		香花岭岩（英黄斑岩） 我国湖南	鹅髓岩（云英斑岩） 我国江西	翁冈岩 蒙古国翁冈	
斑晶	钠长石	约 2%	5%	15.2%	
	钾长石	约 3 %	透长石为主，0.5%	6.5%	
	石英	约 2%	偶见	3.0%	
	三锂云母	—	0.5%，粒径 0.5～0.3mm		
	白云母	—	—	0.3%	
	黄玉	微量	0.2%，粒径 0.5～0. 2 mm	<0.1%	
基质	钠长石	—	0.3	碱性长石	74%
	钾长石	—	少量		
	石英	10～20%	0.4%，粒径 0.09～0.001mm	30%	
	三锂云母	少量	40%，鳞片、纤维状	6～10%	
	黄玉	50～80%	2%，针状、棒针状	10%	
	玻璃及其脱玻化	10～20%	8%	少量	
产状，与团岩关系		岩墙，截然交切	岩墙群，截然交切	岩墙，截然交切	
分带性		分明、冷凝边清晰	不显，冷凝边清晰	不显，冷凝边清晰	
结晶程度的变化趋势		由上至下，自边向内增高	由上至下，自边向内增高	由上至下，自边向内增高	
围岩及其俘虏体的蚀变		极弱	极弱	极弱	
温压地球化学特征		发育熔融、熔流包裹体	发育熔融、熔流包裹体	发育熔融、熔流包裹体	
特征的结构、构造		微粒－细粒斑状结构、球粒结构、毡状结构、流动构造	同左，另见气孔构造	微粒－细粒斑状结构、球粒结构、流动构造	
岩石化学	Si 含量	相对低	相对低	相对高	
	Al 含量	更富	更富	更富	
	Li、Rb、Cs 含量	富 Rb、Li	更富 Rb、Li、Cs	富 Li	
	F 含量	高	高	高	
	K_2O/Na_2O	＞＞1,（K_2O+Na_2O）不高	＞＞1,（K_2O+Na_2O）不高	<1，但（K_2O+Na_2O）高	
含矿性及成因		全岩 Li、Rb、Cs、Be 、Sn、W、Nb、Ta 矿化，与蚀变关系不大	全岩 Li、Be、W、Sn、Rb、Nb、Ta 矿化，与蚀变关系不大	局部 W、Sn、Nb、Ta 矿化，与蚀变关系大	
资料来源		[18]、本文	本文	[16]	

*　总的来看，仅边缘带（由黄玉、石英组成且黄玉含量>石英）与香花岭岩的内涵较吻合；

** 根据整体特征来看，笔者推测，矿化与蚀变关系不大的可能性更高。

从表 1 可知，除地质产状、结构和构造共性远多于个性外，鹅髓岩、香花岭岩与翁冈岩之间的个性则远胜于共性，尤其表现在三者的矿物组成和岩石化学特征等方面彼此殊异。我们知道，在既

有火成岩的岩石分类惯例中，结构、构造可视为深成、浅成、喷出和伟晶相的标志，而地质产状几乎没有分类标志的意义。但是，岩石的矿物成分、岩石化学特征则在任何层次的分类中，都是重要的分类判据。按矿物组成和岩石化学特征，鹅髓岩相当于云英岩的次火山类似物（事实上，前人就视其为强云英岩化的产物）；香花岭岩相当于英黄岩——笔者用以指称那种基本由石英、黄玉组成，但黄玉的模态含量（modal content）>石英的岩石；而黄英岩反之——（事实上，前人就视其为云英岩化作用之一的黄玉化强蚀变产物[19]）的次火山类似物；翁冈岩相当于钠长石化稀有金属 Li-F 花岗岩和伟晶岩的次火山类似物[16]（事实上，过去则视其为钠长石化变花岗岩[20]）。鉴于三者的结构、构造提供了它们均成于超浅成、非平衡条件下快速冷凝固化的成因信息，如所周知，在传统的岩石分类中，云英岩、黄英岩和钠长石化花岗岩分属不同的岩石类型，故这三种岩石的次火山类似物，也可以，而且应该分别命名，以避免术语的模棱两可和含混不清，并且这样运作，亦符合国际岩石学界的命名惯例，正如由碳酸盐矿物组成的火成岩，被公认为独立的岩石种，称之为碳酸岩（carbonatite），而沉积成因者名碳酸盐岩（carbonate rock）一样。

自不待言，如欲按共性把鹅髓岩、香花岭岩和翁冈岩加以类上归类的话，它们均属富 F 含矿岩浆的次火山产物，可简称其富 F 含矿斑岩。其中，鹅髓岩、香花岭岩可进一步归类成广义的云英斑岩。需要强调的是，翁冈岩成于 Na>K 的翁冈岩浆，而鹅髓岩则成于 K>Na 的富 F 含矿岩浆（较翁冈岩浆更为独特，其生成时间一般较翁冈岩浆更晚），我们称之为鹅髓岩浆[6]。英国学者 Scrivenor 1928 年表述过石英-黄玉岩浆[21]，似属鹅髓岩浆范畴。香花岭岩和黄英岩[22]可由此晶出。

2 从成岩、成矿实验资料看鹅髓岩、香花岭岩和翁冈岩的成因

近 30 年来，国内外作了大量花岗岩（$Na_2O>K_2O$ 或者反之）-H_2O-RX(R=Li、Na、K、Rb、Cs 和 H^+，X=F、B、P 和 OH^-)体系的成岩、成矿实验[23-30]。所获成果，对于深入洞悉富 F 含矿岩浆的成岩、成矿机理、启迪良多。或者进而言之，对于深化鹅髓岩、香花岭岩和翁冈岩的成因认识，大有裨益。总的说来，所获成果可以概括成下述 10 个方面：（1）RX 添加剂能大大降低硅酸盐岩浆的固相线温度，特别是氟化物添加剂的影响更烈，固相线甚至低于 300℃。同时，液相线也相应下降。同一般的酸性岩浆相比，其结晶温度区间扩大了 200～500℃。据悉，过量 Al 的加入，也能降低酸性熔体的凝固点；（2）RX 添加剂促使熔浆发生液态分异，熔离出富挥发分相和贫挥发分相；（3）RX 添加剂可影响酸性岩浆的矿物晶出顺序及其共生组合。例如，适量多的氟化物添加剂，抑制钾长石生长，有利于钠长石的晶出。体系氟的含量再高，钠长石的晶出亦受到抑制，石英、黄玉优先析出；（4）RX 添加剂能显著降低熔体的粘度和密度，提高其热散和化学扩散能力；（5）RX 添加剂可促进水在岩浆中的溶解度，并随固相所占比重的不断加大，岩浆逐渐过渡为热水溶液；（6）F、B、P、Li、Rb、Cs、Nb、Ta、Sn 和 W 等元素，具有鲜明的亲熔体性，而且随体系 F 含量的升高，亲石性矿化元素在熔体相内的含量更增；（7）伴随结晶作用的演进，熔体中 Si 含量下降，Al 和 F 含量升高，并最终成就贫硅、过铝、富氟的熔体。就其化学成份而言，这样的熔体大体与云英岩的化学成份相当；（8）即使在与极富矿化元素熔浆平衡的热液中，矿化元素的含量如此之微，以至于很难设想，靠这些从富挥发分酸性残浆析离出来的成矿元素含量仅千分之几～万分之几，乃至十万分之几～数十万分之几的热水溶液，居然能成生高品位的大型矿床；（9）与传统所称的钠化花岗岩、钾化花岗岩、云英岩化花岗岩和云英岩等相当的岩石，均可自高氟岩浆中直接晶出；（10）传统认定的岩浆期后蚀变矿物（例如黄玉、三锂云母和萤石等）也能直接从岩浆中析出；等等.

鹅髓岩、香花岭岩和翁冈岩的矿物成份及其共生组合、岩石化学、温压地球化学等，同前述有关成岩、成矿实验的反应生成物、试料组分、实验的物理条件，以及富 F 熔体的演化趋势之间，在很大程度上具有可比性。由此间接佐证了它们可以为岩浆成因的极大可能性。

3 新火成岩的的发现及其新术语的创名是岩石学学科发展之必然

以对岩石进行描述和系统分类为主旨的岩类学，如同地质学的其它分支学科一样，必须而且必然会在实践中不断发展，有所前进。正像新矿物的发现是矿物学的重要领域那样，新岩石的发现理应成为岩石学发展不可或缺的组成部份。其所以如此的理由显而易见，因为前人对自然界产出的火成岩远没有，而且不可能达到尽善尽美的认识境界。IUGS SSIR 现任主席 Le Bas 的洞见一语中的："由于新的岩石类型不断被发现，或岩石的新特征不断被了解，因此，对现有的分类总会有所修证，或出现新的分类，以适应新的情况"[18]。加拿大著名术语学家 Ronden 指出："由于某位科学家、技师、工艺学家等，总而言之，某位专家的发现，一个新的概念问世了。这时，在专业语言中就会出现一个新术语。这个新的概念是由其创造者用他的工作语言命名。这样创造的新术语叫本源新术语[15]。考察国外新火成岩术语的问世，充分说明 Ronden 上述的见地确属言之凿凿。

不难想见，有两股力量掣肘着新术语增长趋势：一方面，跨学科性日益彰显，便要求术语标准化；另一方面，由于专业的细分性，为了达到精确的目的，术语上需要创造新词。出于人类的保守心理，很多人不愿见到术语生灭不息的变化。其实，"术语标准化是手段，而非目的……其首要目的是减少信息损失，促进科技交流"[15]。试设想，如果有了新发现，新观念，依然使用"标准化"旧术语，"旧瓶装新酒"，必然带来信息传递损失。显然，这同术语标准化的初衷南辕北辙；或者在"标准化"旧术语前加修饰定语，比如"岩浆成因的夕卡岩"[31]之类的称谓，显然，这同术语具有简洁性，比概念更凝炼的特征大相径庭。

马克思说："一门科学提出的每种新见解，都包含着这门科学的术语的革命"[32]。可见某门学科引入反映新思想、新概念的新术语，以避免原有术语的多义性、歧义性和模糊性，从而达到术语的单义性、明晰性和准确性，是该学科理论成熟的一个重要标尺。以这个标尺来衡量，当代岩石学远称不止成熟。兹举一例，Le Bas 主席换个场合声称："分委会确认，至多 300 个火成岩术语足以表征所有的火成岩特征"[17]。由此可见一斑。

不妨极端地说，源头创新与新术语的面世，是一对孪生的姊妹，好比形与影相随。新术语的层出不穷，是不以人们意志为转移的客观规律，谁也阻挡不住，谁也禁压不了。作为地质学分支学科的火成岩石学，绝不会例外。

4 严峻的态势与对策建议

1989 年，IUGS SSIR 公布了国际新岩石名称诞生时，使用语种的统计结果（表 2）。愚见相信，大凡有血性的中国火成岩工作者，看了表 2 的统计结果，都会为之汗颜。顺便指出，对该统计漏掉了中国学者的新火成岩术语数，已向 IUGS SSIR 表示过遗憾或抗议。

勿需讳言，在鹅髓岩、香花岭岩之先，国人还不曾对火成岩命名过。事实上，在众所公认的岩浆岩中，以地名或类似于鹅髓岩那样以民间习称来命名者，屡见不鲜。基于国内使用的火成岩术语，不仅均属舶来品，而且大都用意译（即矿物组成或者加特征结构命名法），以至于有人对岩石可用地名等命名感到困惑[32]。但，国外学者在使用非本国文字命名的岩石术语时，惯常的办法是音译。探讨这两种译法的优劣得失，已超出本文范畴，恕不赘。

中国人有能力，应该而且可以在新火成岩的发现、研究方面，作出无愧于中华民族的贡献。毫无疑义，随着我国岩石学事业不断向纵深方向拓展，国人完全可能发现新的火成岩。有关方面应该倡导

并热情鼓励这样的开拓创新，至少应该营造一个宽松的学术芬围。不仅如此，国人还应该勇于参与IUGS SSIR 推荐的《火成岩分类及术语辞典》[18]的评价、建议和修正的论争，抢战滩头。否则，拱手把制定国际火成岩分类及术语规范的权利让给少数发达国家的学者，届时，套你就范，我们就会很被动。

迄今，倡导自主创新的气芬日见浓厚。浅见认为，如果不是叶公好龙似地鼓励创新，就应解除罩在国人头上阻挠、压制求实创新而建立新术语的紧箍咒，破除新术语的神秘感。

末了，让我们重温我国古代先哲孔子的教诲：名不正则言不顺，言不顺则事不成。

表 2　不同语种出版物中新火成岩术语的问世及其包含新术语论文统计表[2]

语　种	岩石名称数	累计	文章数	累计
英文	719	46.9	332	42.2
德文	460	76.9	236	72.3
法文	199	89.8	100	85.0
俄文	80	95.0	59	92.5
意大利文	30	97.0	27	95.9
斯堪的纳维亚文	28	98.8	23	98.9
西班牙文	14	99.7	6	99.6
保加利亚文	2	99.9	1	99.9
荷兰文	1	99.9	1	99.9
斯洛伐克文	1	100.0	1	100.0
总计	1534		786	

参 考 文 献

[1]地质辞典办公室.地质大辞典（二）矿物、岩石、地球化学分册.北京：地质出版社，2005，117-152

[2]Le Maitre R.W.，Bateman P.，Dudek A.et al.A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms：Recommendations of the International Union of Geological sciences，Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks.New York：Blackwell Scientific Publication，1989，P. 132

[3]Tomkeieff S.I.Dictionary of Petrology.New Yourk：John Wiley & Sons Ltd.，1983，P. 680

[4]Ryka V.，Malishevskaya A。Dictionary of Petrology。 Moscow：Nedra Press，1989，P. 589(in Russian)

[5]地学团体研究会地学经典编集委员会．地学事典．东京：平凡社，1981， P. 1612

[6]沈敢富．鹅髓岩（云英斑岩）——一种新的火成岩. 科学通报，1983，(2)：100-105

[7]黄蕴慧、杜绍华. 香花岭岩石——一种新的岩浆岩. 中国地质，1983，(9)：31-33

[8]Shen Ganfu.On the polygenesis of greisen. Revista Brasileira de Geociencias, 1987, 17(4): 640-642

[9]吕伯西、王增、张能德等.三江地区花岗岩类及其成矿专属性.北京: 地质出版社, 1993, 131-154

[10]沈敢富. 湘南香花铺云英伟晶岩研探. 地质论评, 1994, 40(4): 296－365

[11]沈敢富. 西澳布罗克曼稀有金属凝灰岩矿床成因探讨. 载中国矿场学岩石学地球化学研究新进展（二）.兰州：兰州大学出版社，1994，275-276

[12]沈敢富.论岩浆成因的黄玉单矿物岩、地质论评, 1997, 43(6): 607-615

[13]沈敢富、吕伯西. 西南三江地区新生代侵入岩的成岩与成矿. 北京: 地质出版社, 2000, P. 140

[14]沈敢富.苏州氟铁云母岩——富氟A型花岗岩浆的残余分异物. 华南地质与矿产, 2002, (3): 50-57

[15]Ronden G. 术语学概论（中译本）. 北京: 科学出版社, 1985, 2-30

[16]Kovalenko V.I., Kovalenko N.I. Ongonites. New Siberiask: Nauka Press,1976,P. 121(in Russian)

[17]Le Bas M.J., Streckeisen A.L. The IUGS systematics of igneous rocks . Journal of the Geological Society, London,1991,148: 825-833

[18]黄蕴慧、杜绍华、周秀仲．香花岭岩石矿床与矿物．北京: 科学技术出版社, 1988, 8-25

[19]中南冶金地质研究所稀有专题组．湖南某地蚀变细晶岩脉钽铌矿属地质特征．载全国稀有元素地质会议论文集（第二集），北京：地质出版社，1974, 229-240
[20]Beus A.A., Severov V.A. et al．Albitization and greisenization granites(apogranites)．Moscow: USSR Academy of Science Press, 1962, P. 192(in Russian)
[21]Scrivenor J.B. The geology of Malayan ore-deposits．London, 1928, 103-104
[22]Eadington P.J., Nashar B.Evidence for rhe magmatic origin of quartz-topaz rocks from rhe New England Batholith, Australia. Contrib. Mineral. Petrol.,1978, 67: 433-438
[23]王联魁、黄智龙，Li-F 花岗岩液态分离与实验. 北京: 科学出版社，2000, P. 280
[24]熊小林、朱金初、饶冰．黄玉云英岩的初步实验研究．科学通报，1996，41(10)：917-919
[25]Kovalenko N.I.E xperimental studies of formation for rare-metal Li-F granites．Moscow : Nauka Press, 1979, P. 152(in Russian)
[26]Trufanova L.G., Gluk D.S. Forming conditions of lithium minerals．Moscow：Nauka Press, 1986, P. 149(in Russian)
[27]Manning D.A.C. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kbar．Contrib. Mineral. Petrol.,1981,76: 206 -215
[28]Pichavant M.Effect of B and H2O on liquidus phase relations in the haplogranite system at 1 kbar. Am. Mineral. ,1987, 72: 1056-1070
[29]London D. Magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: evidence from fluid inclusions and phase-eguilibrium experiments. Am. Mineral.,1986, 71: 376-395
[30]Linnen R.L.The solubility of Nb-Ta-Zr-Hf-W in granitic melts with Li and Li+F: constraints for mineralization in rare metal granites and pegmatires.Econ.Geolgy,1998,93:1013-1025
[31]林新多、徐建国. 岩浆成因矽卡岩的某些特征及形成机理初探．现代地质。1989, (3): 351-358
[32]马克思.马克思恩格斯全集（第 23 卷）．北京: 人民出版社, 1956, 33-34
[33]陈德潜. 从“鹅髓岩”谈岩类学问题．江西地质, (1): 87-88

阿尔泰南东塔克什肯口岸后造山A型花岗岩的形成时代、成因及地壳垂向生长意义

童英[1]　王涛[1]　V. P. Kovach[2]　洪大卫[1]　韩宝福[3]

1.中国地质科学院地质研究所，北京，100037;

2. 俄罗斯前寒武纪地质及年代学研究所，圣彼得堡，199034;

3.北京大学地球科学与空间学院，北京，10008713

在阿尔泰南缘，发育碱性、弱碱性（A型）花岗岩。但其时代和期次问题一直没有很好的解决。本文对中蒙边界处塔克什肯口岸花岗岩岩体进行了研究，确认是一个典型的二叠纪A型花岗岩。该岩体地处新疆青河县塔克什肯口岸东南约12公里处（距边境线约4公里），面积约为28平方公里，位于阿尔泰造山带南缘（也有学者称为东准噶尔北缘），即额尔齐斯断裂中。该岩体呈近圆形侵位于石炭系和泥盆系地层之中，切割地层走向，其东南界与地层走向正交，围岩与岩体接触部位没有见到明显的变形。本次锆石U-Pb定年(TIMS)给出$^{206}Pb/^{238}U$年龄286±9Ma，代表其形成年龄。这为阿尔泰后（非）造山A型花岗岩花岗岩形成时代以及造山带构造演化提供了一个可靠的年代学证据。该岩体主要岩性为黑云母钾长花岗岩、二长花岗岩、钾长花岗岩。岩体内部发育闪长质、辉长质包体以及多条基性岩脉，同时也发育几条正长岩脉。主体岩石的化学成分特点为贫铁（FeOT为1.73～4.10）、富碱(Na_2O+K_2O为9.76%～11.71%)、富Al_2O_3（14.80%～17.41%），高于一般的碱性花岗岩（碱性花岗岩的Al_2O_3一般小于12%)。铝饱和指数ACNK为0.92-0.98，平均为0.94；过碱指数ANK为1.06-1.27，平均为1.15，为准铝质。在100（$MgO+FeOT+TiO_2$）/SiO_2－(Al_2O_3+CaO)/($FeOT+Na_2O+K_2O$)图解中落入碱性岩区，在K_2O-Na_2O图解中落入A型花岗岩区，具有准铝质碱性花岗岩某些特点。该岩石稀土总量较高（ΣREE为234.86～525.38ppm)，轻稀土富集。稀土配分曲线显示两种类型：一种具有明显的负铕异常，而另一组则不具负铕异常。在原始地幔标准化的蛛网图解中，Nb、Sr、P、Ti亏损，K、La 、Ce明显富集，Ga(18.5-20.9)含量低于世界典型的A型花岗岩。在A型花岗岩判别图解上，显示A型花岗岩特征。同位素特征显示，该岩石具有较低的Isr（0.7038～0.7040）和较高的εNd(T)值 (+6.2～+6.3)，T_{DM}较小（542～546Ma)，显示其可能来自于上地幔源区，或者说有较多的年轻幔源物质参于了花岗岩的形成。在构造环境判别R1-R2图解上，所有点均位于后造山区。因此，依据岩体构造特征、年代学、地球化学和地质背景综合分析，该岩体与阿尔泰典型的布尔根碱性花岗岩（王中刚等，1998）和一般的I型花岗岩（如喇嘛昭岩体，王涛等，2005）不同，它具有弱碱性花岗岩即A型花岗岩的特点，形成于后造山的伸展构造环境。另外，岩体东南约5公里也发育一个相近大小的圆形花岗岩，在我国境内只有岩体的边部，岩体主体在蒙古境内，由于地处边境线，未能采样，根据其产出特征，该岩体也可能为一后造山岩体。

根据已有资料和我们新的年代学资料，在阿尔泰造山带南缘发育有 400－370 Ma 的与俯冲增生造山有关的同造山花岗岩。另外，也鉴别出很多 260－290Ma 的 I 型花岗岩和基性岩体，具有后造山花岗岩特点。本次研究又进一步确定了一个 A 型花岗岩，表明该期岩浆活动具有多种岩石组合特点。它们一致显示具有后造山伸展环境的特点。在该时期，主造山期已经结束，这种年轻幔源物质的加入可能是地幔岩浆通过底侵、上涌加入到地壳的，这一点也为同期基性岩脉所证实，提供了阿尔泰造山带显生宙地壳垂向生长的信息。

中国阿尔泰造山带花岗岩 Sr－Nd 同位素特征及地壳生长意义

王涛[1]　童英[1]　V. P. Kovach[2]　洪大卫[1]　江博明[3]　韩宝福[4]　王式光[4]

1. 中国地质科学院地质研究所，北京，100037
2. 俄罗斯前寒武纪地质及年代学研究所，圣彼得堡，199034
3. 中央研究院地球所，台北
4. 北京大学造山带于地壳演化实验室，北京，100087

中亚造山带是全球最大的古生代－中生代增生造山带，其存在大量年轻地壳(Sengor et al.，1993; Jahn et al., 2000)。阿尔泰造山带是该造山带的典型代表。根据作者系统的锆石定年，加之前人的年代学资料，在该造山带鉴别出4期岩浆侵入事件，460 Ma, 410~400 Ma, 375 Ma和270~290 Ma。在此基础上，进行了Sr－Nd同位素分析，确定了侵入岩同位素特征及时空演变，为深入探讨侵入岩物源、增生造山作用和地壳生长奠定了基础。

初步研究结果显示: (1)阿尔泰造山带花岗岩与一般造山带花岗岩相比，具有较高的Sr初始值（0.705~0.709）和较高的$\varepsilon_{Nd}(T)$ 值（–2～+5）。这些特征表明，这些花岗岩源区物质来源于上地幔，故花岗岩含有大量的年轻组分。另外，与中亚造山带其它地区（如准噶尔地块和蒙古中部）高$\varepsilon_{Nd}(T)$值花岗岩相比，阿尔泰花岗岩的$\varepsilon_{Nd}(T)$ 值较低，显示相对较多的地壳物质参与了花岗岩的形成。(2)由北向南，花岗岩$\varepsilon_{Nd}(T)$ 值逐渐变高，即在造山带北部和中部$\varepsilon_{Nd}(T)$在零左右，而在南部变为+1.4 和 +5，其模式年龄也随着变为年轻, 显示地壳物质向南变年轻，可能揭示了向南的增生造山作用. (3)侵入岩的同位素填图显示，阿尔泰中部块体的花岗岩和基性侵入岩都具有较低的$\varepsilon_{Nd}(T)$ 值，说明存在规模较大的老地壳基底，这为阿尔泰微陆块的存在提供了证据。（4）阿尔泰南部曾认为主要由年轻的岛弧和增生楔物质组成，即Windley et al.（2002）划分的第4块体。新的同位素资料进一步证实了这一点。但同时又揭示，在该块体的南部和西部，花岗岩$\varepsilon_{Nd}(T)$ 值接近于零，甚至为负值，与阿尔泰中部块体相似，表明存在老的地壳块体。这一研究结果说明，在向南的增生过程中，可能还有小的古陆块体（碎片）参与了增生造山作用。 这也是阿尔泰地壳侧向生长的一种重要方式。

结合年代学资料，该研究提供了小陆块、岛弧及增生杂岩长时期俯冲聚合,以及微大陆侧向增生的实例。

暗色微粒包体的地质特征及成因讨论

彭卓伦　陈国能　马浩明 邵荣松
（中山大学地球科学系, 广州, 510275）
Rodney H. Grapes
（Institute of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, Freiburg University,
D-79104 Freiburg,Germany）

暗色微粒包体是花岗岩体的组成部分，其成因与花岗岩的成因密切相关。Daly 的顶蚀模式最早将暗色包体解释为岩浆上升过程中捕获的岩块、经部分熔融后的残余熔渣； Bowen 的岩浆分异论则视包体为岩浆早期结晶的暗色矿物堆积体（析离体）。最近 20 年来，各种元素和同位素示踪理论和技术被广泛应用于包体研究中,由此提出了多种有关包体物质来源的新认识[1-6]，其中以岩浆混合说和深源熔渣说最为流行。前者认为包体是同时入侵的两种不同性质岩浆的不混熔作用所致；后者则认为包体是被熔体带到其定位区间的源区岩石的残余熔渣。

作者认为，作为岩体的组成部分，包体是地质体，故各种有关包体来源或成因的假说，首先必须合理解释包体的地质特征，然后才是地球化学数据的比较。通过对华南部分花岗岩，包括九峰、大东山、贵东、佛冈等大岩基，以及湖南衡山、五峰仙，江西西华山、灵山、广西姑婆山以及广东的萝岗、白芒、罗浮山、桑浦山等岩体的野外观察，发现花岗岩中的暗色包体，大体可分为“均质”和非均质两类。前者体积一般很小，直径多在几 cm 至十几 cm 间（照片 1 右侧包体）；体积较大的包体，绝大部分为非均质包体，其特点是通常具暗色（基性）边（照片 1）。如果包体是岩浆不混熔作用的结果，其中心应比边缘更偏基性，因为中心部分受酸性岩浆影响最少，但事实并非如此。



A　　B　　C

照片 1 具有暗色边的包体，显示包体内部和边缘物质组成的差异；其中 A 照片右方的小包体颜色较浅，质地较均一，基性边不发育，为“均质”包体

非均质包体的普遍存在显然有利于熔渣说。但熔渣来自深部源区的认识显然又与包体的空间分布特征不相容。根据现有研究及对华南众多岩体的野外观察，捕虏体和暗色包体多分布于岩体的顶部或边缘[5-9]，剥蚀较深的大岩基，例如九峰岩体、大东山岩体的中心部位，甚少见暗色包体。如果熔渣来自深部，包体的数量应越向岩体下方越多，其道理就如岩块或砾石多分布于河流的源头一样。

由于工程建设需要，在该深圳白芒岩体接触带附近开挖了地质探洞，探洞中可见到成群发育的捕虏体和暗色包体（照片 2A）。据岩性判别，捕虏体应是熔体存在期间从上方盖层脱落的岩块。探洞中尚可观察到岩块发生部分熔融而变为闪长质包体的现象（照片 2B）。



A　　B

照片 2A 深圳白芒岩体接触带附近成群产出的捕掳体（上方围岩脱落的岩块）和包体；
B 岩块经部分熔融后已变为闪长质包体，其中尚可观察到清晰的基性边

对包体成因的认识依赖于对花岗岩成因的认识。以上提到的各种包体成因或来源说，均基于花岗岩是外来侵入体认识的基础上。通过对众多岩体中包体时空分布、以及包体的野外地质特征调查，结合包体地球化学方面的研究，本文认为，近年提出的花岗岩原地重熔模型[7,8,9]，可以较为合理地解释与包体有关的上述各种野外地质现象；指出暗色微粒包体是岩块到熔体的中间产物，在岩块熔融的不同阶段，其熔渣应有不同的物质组成和结构构造，从而提出根据包体的特征和物质组成，探讨岩块在熔体中的演化过程的认识。

本项研究受高等院校博士点基金（No.20030558005）资助。

主要参考文献

[1] Maas R., Nicholls L. A., Legg C., 1997, Igneous and metamorphic enclaves in the S-type Deddick granodiorite, Lachian fold belt, SE Australia: petrographic, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence for crustal melting and magma mixing, J. Petrol., 38,815-841.

[2] Van Der Laan S. R. & Wyllie P. J., 1993, Experimental interation of granite and basaltic magmas and implications for mafic enclaves, J. Petrol. 34, 491-517.

[3] 徐夕生，周新民. 花岗岩类中的岩石包体. 南京大学学报（地科版），1988（1）：233-239.

[4] 杜杨松，李学军，1997，安徽铜陵典型矿区岩石包体研究及其岩浆－成矿作用过程探讨，高校地质学报，3 (2), 171-182.

[5] Sheodlbaur S. et al., 1997, Enclaves in the S-type granites of Kosseine massif (Fichtelbirge, Germany): implications for the origin of granites, Geol Rundsch, 86: 125-140.

[6] Hajime Wada et al., 2004, Mafic enclaves densely concentrated in the upper part of a vertically zone felsic magma chamber: The Kurobegawa granitic pluton, Hida mountain range, central Japan, GSA Bulletin, 116: 788-801.

[7] 陈国能，1998, 关于花岗岩岩石包体的成因及岩基的定位问题，高校地质学报，4 (3),346-349.

[8] 陈国能、曹建劲、张珂，1996，原地重熔与元素地球化学场，地质出版社

[9] Chen, G., & Grapes, R. 2003, In-situ melting model of granite formation: geological evidence from SE China, Intern. Geol. Rev.45,611-622.

973 项目“大陆深俯冲作用”研究进展

郭敬辉 执笔汇编

中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029

973 项目“大陆深俯冲作用”，于 1999 年 12 月正式批准，2000 年启动，2005 年 9 月结题。该项目实施 5 年以来，取得了一系列具有重要科学意义的研究成果。主要有如下 6 个方面：

①**大陆深俯冲的深度和规模** 论证了大规模的陆壳物质经历深俯冲作用，解决了国际学术界的超高压榴辉岩的“原地”和“外来”之争；证明了大陆地壳岩石曾被俯冲到大于 200km 的深度，发现陆壳俯冲可能达到 300km 的矿物学证据。

②**大陆深俯冲带的精细结构和构造演化** 完善了苏鲁－大别山－桐柏超高压造山带的构造格架；采用反射地震剖面及三维层析成象分析，阐明了大陆深俯冲带岩石圈精细结构，揭示出大陆深俯冲残留构造。首次获得中国大陆及邻区 0-2196km 的 P 波速度图像，显示了大别造山带下方 660km 上、下地幔间断面上有高速体滞留堆积。识别出了超高压条件下的糜棱岩，证明了超高压条件下同样可以发育剪切变形构造；通过高温高压实验研究，获得了国际上第一个超高压榴辉岩流变学本构方程，为俯冲地壳和俯冲岩石圈地幔之间的深部拆离（解离）提供了理论依据。

③**大陆岩板的俯冲和折返的年代学和地球化学** 依据稳定同位素研究，阐明了大陆深俯冲作用具有快速俯冲和快速折返的特征，并进一步将其命名为“油炸冰淇淋模型”；对合肥盆地沉积物源中超高压砾石和高压－超高压碎屑矿物进行分析研究，证明超高压岩石在早侏罗世之前已经出露到地表，建立和完善了深俯冲大陆岩板快速折返的地质记录。进一步根据大量新的系列性的同位素年代学资料，包括低温年代学资料，揭示了折返的阶段性，确定了各阶段的抬升速率，提出了大陆深俯冲具有叠瓦式俯冲和折返的特点，阐明了大别山深俯冲大陆岩板折返的规律。

④**深俯冲大陆岩板的化学变化及其对深部的影响** 发现了大陆深俯冲和回返过程中排除流体和生成熔体的一系列矿物岩石学证据，证明大陆深俯冲作用同样可以造成上覆岩石圈地幔的交代；发现华北南缘中生代岩石圈地幔为 II 型富集地幔，揭示了扬子大陆板块的深俯冲对华北板块的影响，建立了大陆深俯冲和中国东部中生代岩石圈减薄过程之间的联系；在苏鲁北部明确了中生代三期不同性质的侵入岩浆活动，建立了超高压同碰撞到碰撞后岩浆活动规律。

⑤**中国西部超高压的新发现和研究** 发现和确立了西南天山和阿尔金的超高压变质带，进一步确认了北秦岭地区超高压变质带；证明阿尔金、柴北缘和北秦岭的大陆深俯冲深度可达 200km 以上，阿尔金大陆深俯冲有可能达到大于 300km 深度；确定西天山为全球第二个深俯冲大洋板片折返到地表的实例；确认了柴北缘早古生代由大洋俯冲到大陆俯冲的连续的地质记录，提出了地质演化模式。

⑥**大陆深俯冲作用机制** 根据中国西部帕米尔地区的地震数据和 GPS 数据研究，揭示了现代大陆深俯冲的基本特征，提出大陆岩板发生深俯冲作用的重要条件是切过造山带的转换断层和斜向走滑断层；采用 8 块体有限元数值模型，模拟了大陆深俯冲过程，从理论上探讨了大陆深俯冲发生的一系列动力学条件。

大陆深俯冲引发的熔流体活动和壳幔相互作用
－岩石学机制和过程

叶　凯　刘景波　苏文
中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室

大洋板块的俯冲导致了岛弧的形成，这是由于在大样板块的俯冲过程中，含水矿物脱水分解析出流体，交代上覆地幔楔的结果。大洋地壳俯冲到深部地幔之后很难大规模回返到地表，与此不同的是，由于深俯冲大陆地壳的密度低于地幔橄榄岩，大陆地壳深俯冲之后又回返到地表。深俯冲陆壳岩石回返过程中的熔流体活动会造成不同于大洋俯冲的独特壳幔相互作用方式和结果。由于对大陆深俯冲和回返过程中的熔流体活动的岩石学机制和过程所知甚少，长期以来，国际学术界对这一过程中的壳幔相互作用一致未得到确切的认识。解决这一问题的关键在于准确厘定含流体矿物在这一过程中的稳定性。

详细的岩石学研究证明，在陆壳俯冲过程中，随着俯冲深度的增加，一些低压流体矿物(如绿泥石、角闪石和钠云母等)依次分解，从而析出流体（Liou and Ye, 2004）。而另一些流体矿物(如多硅白云母、绿帘石、榍石、白云石、雯石和菱镁矿等)保持稳定(Ye et al., 2000; Liu et al., 2001, Ye et al., 2002)。对硬玉、绿辉石、金红石、石榴石等 “名义上无水”的超高压矿物的研究证明，它们也含有一定量的结构水（Su et al., 2002; 2004; 张军锋等，2000）。这些工作证明，深俯冲的大陆地壳可携带大量的流体进入深部地幔。

这些含流体超高压矿物的稳定性是超高压变质岩回返过程中壳幔相互作用的主要控制因素。通过大量详细的岩石学研究，我们在苏鲁地区的超高压榴辉岩中发现了多硅白云母和绿帘石在回返的早期脱水熔融的确切结构证据，并证明它们的脱水熔融导致超高压变质地体发生部分熔融。对大别山超高压变质岩的岩石学研究证明，其中的多硅白云母和黝帘石等超高压流体矿物保持稳定，但对其中的超高压“名义上无水矿物”的研究证明它们在回返的过程中析出流体（Su et al., 2002, 2004），这些流体可能是导致超高压变质岩大规模退变质的主要动因（Zheng et al., 2003）。

对苏鲁地区部分超基性岩的研究显示，大陆深俯冲和回返过程中所产生的这些流体和熔体进入上覆地幔楔，导致了强烈的地幔交代。这些石榴橄榄岩在陆壳俯冲过程中受陆壳流体的交代，形成钛斜粒硅镁石和菱镁矿等含流体矿物；在回返的过程中，他们受陆壳析出的花岗质熔体的交代，形成粗粒金云母和粗粒角闪石，同时导致早期单斜辉石中形成细粒金云母、角闪石、磷灰石和硬石膏等定向条纹，另外，在这一过程中还形成大量新生单斜辉石、斜方辉石、磷灰石、黄铁矿和锆石等。

上述工作所揭示的这种陆壳俯冲和回返过程中的壳幔相互作用，有别于我们所熟知的大洋俯冲导致的壳幔相互作用，是一种独特的壳幔相互作用机制和过程。

大别山 DJS 蛇纹岩体中的天然碳硅石*[4]

徐树桐[1,2] 吴维平[1] 季寿元[3] 陈晶[4] 张青[5]
1-安徽省地质调查院,
2-国土资源部大陆动力学实验室
3-南京大学地球科学系
4-北京大学物理系
5-安徽省实验地质研究所

第一例天然碳硅石是诺贝尔奖得主Henri Moissan于1893年在陨石中发现并以他的名字命名的矿物。起初很多地质学家提出质疑，认为是切制样品时卷入的人造碳化硅(silicon carbide)。但是由于Henri Moissan 证明他从未用过人造碳化硅制备样品，从而消除了所有的怀疑。80-90 年代，曾经在一些沉积岩中发现过次生的天然碳硅石，但原位的天然碳硅石只发现于陨石(Tang et al., 1989; Kaninskiy et al., 1968; Lyakhovich, 1980; Bernatowicz et al., 1987)、金伯利岩及其中金刚石的包体中，这表明它形成于高温高压的还原条件下。近期在地中海边的卵石中发现有大量碳硅石，卵石成份为特殊的幔源钙碱性火山岩，但是无法找到与此卵石相当的露头。根据实验及原位碳硅石的母岩，一般认为，天然碳硅石应形成于 350-400 km (12-13 GPa) 的深处,相当于上下地幔的过渡带（Leung et al., 1990; 1996），也有人认为不同类型碳硅石有不同的成因（Lyakhovich, 1980）。例如：（1）形成于还原条件的原始地球说，（2）形成于还原条件的现代地幔说，（3）形成于下地幔说，（4）由俯冲的生物碳形成说等等。

因此对我们在确定无疑的幔源蛇纹岩中发现的天然碳硅石作详细研究，对于进一步了解天然碳硅石及其围岩的形成条件，以及由此所反映的构造背景，同时对于确定天然碳硅石与人造碳化硅的主要区别，都是难得的实例。

DJS 蛇纹岩体产出在大别山南部，钻探控制长度为 1440 m,地表出露长度约 600 m，宽约 300 m，厚度 105-150 m，与其下的大理岩成构造接触。因此，蛇纹岩是一个构造透镜体。蛇纹岩的矿物成份以叶蛇纹石、纤维蛇纹石为主，其次为磷灰石、磁铁矿，副矿物有滑石、透闪石、绿泥石和阳起石。曾在人工重砂中选出碳硅石~50g/1000kg.化学成份中 SiO2=~39%,MgO≥ 38%，含微量 Ni,和 Cr。 我们根据 1988 年 1/50000 区域地质调查报告的资料，在 DJS 蛇纹岩体中证实有天然碳硅石(Moissanite)存在。我们对 DJS 蛇纹岩体取了 70kg 样品，通过严格措施防止人造碳化硅的污染，从人工重砂样中分选出 15 mg 的天然碳硅石，其中的 25 颗已由拉幔光谱证实，其余的尚未作测定。已证实的天然碳硅石中,最小的颗粒直径为 130 × 100 μm, 最大的颗粒直径为 450× 150 μm, 大部分为 250 × 150 μm 左右。10 个晶体半透明-不透明，形状不规则（图 1A）。16 个晶体为不完整的和不等边的六边形（图 1B,D)，三个晶体沿 a 轴方向延长[6(H)](图 1E,F), 可能属α-SiC-II 型。2 个晶体可能为菱面体[15 (R)?], 可能属α-SiC-I 型(图 1C)。三个晶体有棕-棕黄色异常消光，三个晶体表现为二轴晶正光性(图 1G,H)，其余均为一轴晶正光性。大部分晶体为蓝色、淡蓝色，两颗为黄绿色，两颗为无色。三个晶体含有金属 Si 包体(图 1B,D,E)，一个黄绿色晶体中有针状包体(图 1E)。两个晶体含有球状不透明包体(图 1D,F)，拉曼光谱测定时无峰，可能为 Fe（拉曼光对金属键无反应)。据报道，上述的针状包体，可能的 Fe 包体，异常消光以及二轴晶的光性，只在天然碳硅石中发现过。

此外，我们在 2 个光薄片中找出含有锐钛矿包体的碳硅石（图 7)。薄片磨制和抛光材料是刚玉粉，因此不可能有人工碳化硅混入。薄片中碳硅石较小，通常为 20-50μm,有的只有 10μm 左右（图 2A,B,C)，这可能与薄片的厚度有关。由于碳硅石的硬度很大，而其基质-蛇纹岩的硬度又非常小，

*大陆板块汇聚边界的地幔动力学，973 专项（2003-2008)，国家自然科学基金重大项目（40399140）资助项目

因此较大的碳硅石颗粒极易在制片过程中丢失。

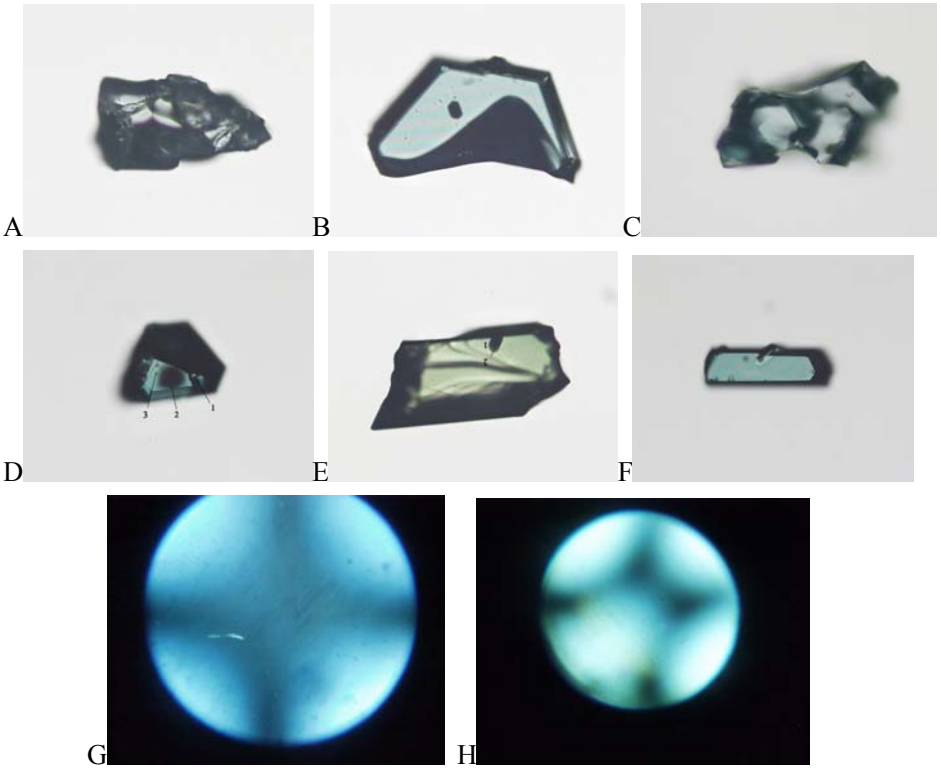


图 1。人工重砂中选出的碳硅石以及 B,D,E 颗粒的二轴晶(2V≈10-15°)干涉图（G,H）

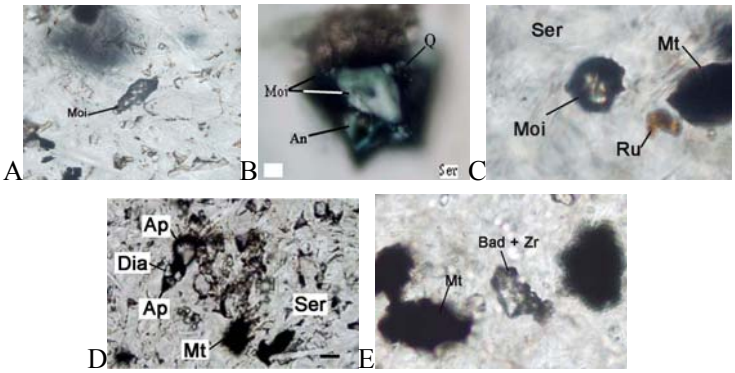
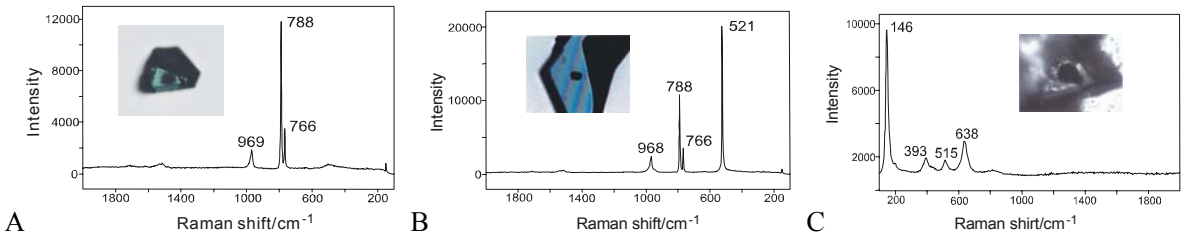


图 2.薄片中的碳硅石，自然光。

A, -薄片中沿 a 轴方向延长(?)的碳硅石（04101-22）15×50μm; B-薄片中（0412-1）六边形的碳硅石（50×50μm）含有锐钛矿包体，C-薄片（04101-20）中碳硅石 15×15μm；D-薄片(04101-4) 中的微粒金刚石(10×10μm)和磷灰石（20×40μm）；E-薄片(04101-14) 中的锆石和斜锆石（Zr + Bad = 40×70μm）。Moi-碳硅石; An-锐钛矿;Q-石英；Ru-金红石；Mt-磁铁矿；Ap-磷灰石；Dia-微粒金刚石；Zr-Bad-锆石+斜锆石。



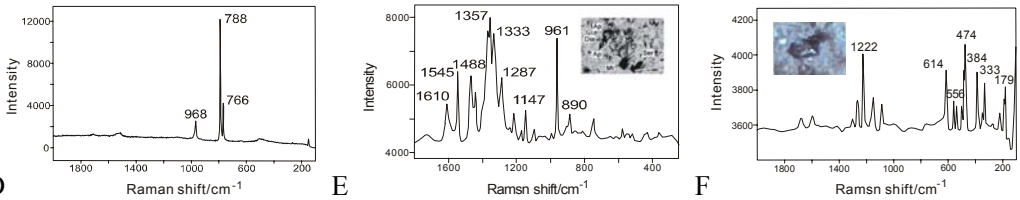


图 3.碳硅石及有关矿物的拉曼光谱 A-单颗粒碳硅石的拉曼光谱;B-具有金属 Si 峰 (521cm^{-1}) 碳硅石的拉曼光谱;C-锐钛矿包体的拉曼光谱;D-薄片中碳硅石的拉曼光谱 E-微粒金刚石(1333 cm^{-1})及石墨(1810-1357 cm^{-1})的拉曼光谱(961 cm^{-1} 为磷灰石峰);F-锆石(1222 cm^{-1})和斜锆石的拉曼光谱.

锆石和斜锆石组合的形成条件应当是 P>5 GPa (T ≥ 1300℃时)(Charmicheal et al., 1974)。

变质沉积物中斯石英存在的显微结构证据：陆壳深俯冲/抬升>300Km

刘 良[1,2]，章军峰[2,3]， Harry W. Green, II[2]，金振民[3]
1. 西北大学大陆动力学实验室，西北大学地质学系，西安 710069
2. Institute of Geophysics and Planetary Physics and Department of Earth Sciences, University of California, Riverside, CA, 92521, USA
3. 地质过程与矿产资源国家重点实验室，中国地质大学，武汉 430074

超越柯石英与金刚石的记录，一些矿物的出溶结构，如石榴石出溶辉石，单斜辉石出溶钾长石和榍石出溶柯石英等指示陆壳俯冲深度不只限于 90-120 Km，而是可能达到 >200Km 的地幔深度(Ye et al, 2000). 然而目前问题依然存在: 低密度的大陆地壳究竟能被俯冲到多深？陆壳被俯冲的深度极限是多少？是否能够俯冲到地幔过渡带？以及又是如何从这样的深度再折返抬升出露地表的?

伴随压力的持续增加，陆壳岩石中的主要造岩矿物之一石英将转变成柯石英和斯石英. 当陆壳俯冲到~90km (~3GPa)的地幔深度，柯石英可稳定出现 (Chopin, 1984); 实验岩石学还证明，当洋壳或陆壳俯冲深度大于~300km (9-10GPa)时，柯石英被斯石英所取代 (Irifune and Ringwood, 1993; Ono, 1998). 然而，目前柯石英已广泛发现于世界上众多的超高压变质地体和深源地幔包体之中，斯石英则只仅见于为数有限的几个陨石坑中 (Chao et al, 1962; Sharp et al, 1999; Goresy et al, 2000). 因此，识别辨认斯石英是否曾经存在对限定大陆地壳究竟能够俯冲到多深、并进而探讨其折返抬升动力学机制能够提供进一步有效地约束。

新近，我们在中国西部阿尔金超高压变质岩石围岩的泥质片岩中发现石英含有丰富的定向的铁尖晶石+蓝晶石棒状体，显微镜观察及 EBSD 测定表明铁尖晶石棒状体的长轴方向平行[110]，蓝晶石的长轴方向平行 [001]，而且二者长轴的延伸方向大致相同；同时，这些棒状体高角度穿过不同石英亚颗粒边界时是平行和连续的，表明这些棒状体非石英包体或定向附生或交代成因. 为了查明该显微结构的成因，我们利用美国加州大学 Riverside 分校 IGPP 高温高压仪器设备分别对总成分相当于陆壳富铝沉积物体系进行了柯石英与斯石英中 Al 和 Fe 溶解度的高温高压实验研究，实验结果表明：

1) 含 Fe^{3+}体系，在 10-11GPa 和 1300-1400°C 的条件，斯石英含 Al_2O_3 为 1.14-1.21 wt %，含 Fe_2O_3 约为 0.7 wt %，单位分子式中 Al +Fe 为 0.018- 0.019; 在 8GPa 和 1300°C 的条件柯石英含 Al_2O_3 和 Fe_2O_3 的总和不超过 0.4 wt %, Al + Fe 为 0.006.

2) 不含 Fe^{3+}体系，在 10-12GPa 和 1200-1400°C 的条件，斯石英含 Al_2O_3 为 0.90-1.55wt %，但不含 Fe_2O_3，Al 值介于 0.011-0.018 之间; 在 6-10GPa 和 1200-2000°C 的条件下柯石英含 Al_2O_3<0.33 wt %，亦不含 Fe.

3) 在含 Fe^{3+}和不含 Fe^{3+}体系，斯石英中 Al 和 Al+Fe 的含量随温度和压力的升高而增加.

4) 两阶段实验(即样品先在较高温压条件生长一定的时间，后降温降压再生长一定的时间) 显示，较高温压条件下形成的斯石英伴随降温降压 Al 和 Fe 含量明显减小.

另外，前人大量的研究显示不同成因类型的天然石英含 Al_2O_3 与 Fe_2O_3 和其它微量元素的总和不超过 0.2 wt %.

结合自然观察和实验资料分析，阿尔金变泥质岩石石英中的铁尖晶石+蓝晶石棒状体的形成是先存斯石英伴随折返抬升发生出溶以及斯石英进一步向柯石英相转变发生固溶体分解的产物. 依据背散射电子图像分析统计，出溶的铁尖晶石+蓝晶石的体积比例介于 0.68-1.47 Vol %之间，平均 0.99 Vol %，按照二者之间 2:1-1:1 的比例重建出溶前斯石英平均含 Al_2O_3 为 1.12-1.15 wt% 和含 Fe_2O_3 为 0.32-0.43 wt% (Al^{3+} +Fe^{3+} = 0.0158-0.0164)，与 10GPa 以上压力条件实验合成的斯石英中的 Al 和 Fe 含量接近. 因此，表明该泥质片岩是在压力大于 10GPa 的变质条件下形成的，进而揭示陆壳沉积物可俯冲到至少>300Km 的地幔深度并从这一深度再抬升出露地表.

大别－苏鲁造山带变质岩锆石 U-Pb 年龄、化学组成和氧同位素基本特征

陈道公
中国科学技术大学地球和空间科学学院，合肥 230026　E-mail: dgchen@ustc.edu.cn

对大别－苏鲁造山带开展的年代学和地球化学工作中获得了关于年龄、化学组成和氧同位素特征如下的基本认识：

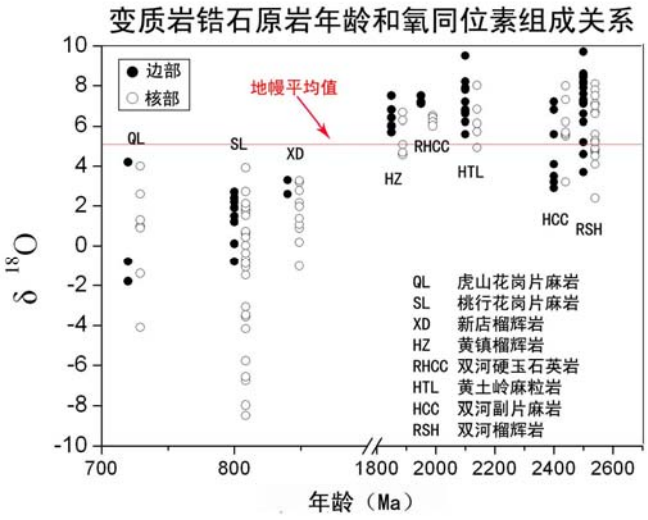
对 27 个高级变质岩共 400 余个锆石原位离子探针 U－Pb 定年发现，由锆石上交点年龄和一致年龄统计分析发现，榴辉岩、片麻岩和其它变质岩石的原岩年龄主要有以下几种：7－8 亿年，～19 亿年，～25 亿年，以 7－8 亿年数据最多，原岩年龄为 7－8 亿年的有辛店榴辉岩，青龙山榴辉岩，碧溪岭榴辉岩，桃行花岗片麻岩，仰口片麻岩，三祖寺花岗片麻岩，漫水河片麻岩，虎山花岗片麻岩，单龙寺花岗片麻岩，道士冲片麻岩，尹家店片麻岩，老街片麻岩，红安片麻岩，王家老屋片麻岩。原岩年龄为 19 亿年的有黄镇榴辉岩，双河硬玉石英岩，双河黑云母片麻岩，百丈崖榴辉岩，岚山头花岗片麻岩(?)，原岩年龄>25 亿年的有双河榴辉岩，双河黑云母片麻岩，黄镇片麻岩(?)，黄土岭麻粒岩。未发现有明确可靠的 4 亿年左右的原岩年龄，数据表明大别地体和扬子板块的亲缘性及变质岩母岩的多源性。由下交点年龄和一致年龄所获得的变质锆石的年龄范围为 205－250Ma，这些年龄涵盖了造山带峰期变质和退变质的多个阶段。另有 190－200Ma 和少量 120－140Ma 两个年龄段，前者表明某些变质岩在 UHP 峰期变质之后还经历了稍晚时发生的等（升）温降压的麻粒岩相变质过程，后者表明一部分变质岩还遭受了显著的燕山期热扰动。

根据年龄和 U，Th，Pb 含量关系，可以把变质岩中锆石年龄分成三种区域：即变质岩原岩（包括继承和部分重结晶）区域，其 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄值大于 277Ma；变质锆石区域，年龄为 273－184Ma；造山作用后区域，其年龄小于 148Ma。三种锆石区域中 U，Th 和 Pb 有不同的特征：片麻岩中锆石 U 含量是榴辉岩类锆石中 U 含量的两倍，但 Th 丰度相近。变质锆石和原岩锆石相比，Th 大幅下降，降幅在 2－30 倍以上，变质锆石 Th/U 比都小于 0.1，U 含量有升有降，U 含量的增或减取决于变质锆石形成时有无流体等变质环境。造山作用后锆石区域的 Th/U 比多数类似于原岩锆石，少数接近变质锆石，说明造山后白垩纪热扰动对变质岩中已有的锆石的影响如同岩浆过程。锆石 Pb－U 正相关，表明锆石中绝大部分铅为放射成因铅。锆石三区域 U，Th，Pb 含量特征为 UHP 变质阶段行为提供了信息。由 ICPMS 获得的锆石 REE，Nb，Ta 等资料发现榴辉岩中原岩锆石和变质锆石的微量元素也有规律的变化：原岩锆石微量元素含量高且变化范围大，变质锆石的重稀土低，轻重稀土分馏小， Nb, Ta 含量和 Nb/Ta 比均小于原岩锆石。变质锆石稀土分配形式和重稀土的含量和岩石中是否存在石榴石有关。变质重结晶锆石和变质增生锆石取决于其形成环境，它们的微量元素特征既可相同亦可不同。锆石的 REE 及 Nb, Ta 等微量元素可以为区别原岩锆石和变质锆石、变质重结晶锆石和变质增生锆石、形成时是否存在石榴石、金红石等高压矿物等锆石成因环境提供制约。

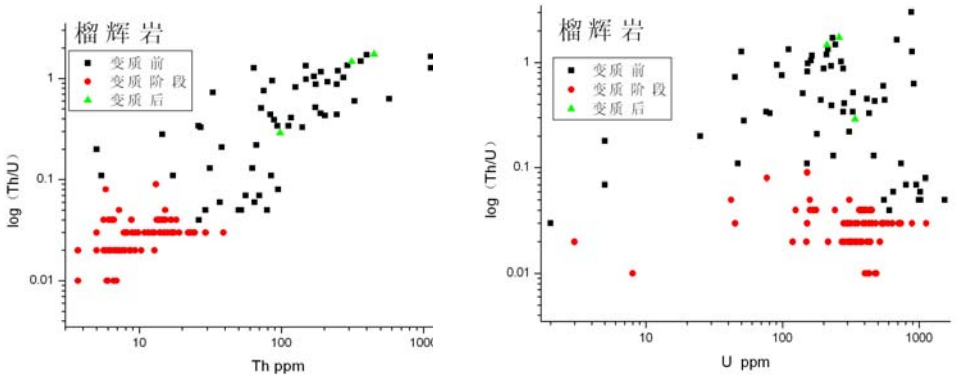
由 160 多个锆石微区氧同位素资料显示，其 $\delta^{18}O$ 值变化范围为-8.5 ‰ ～ +9.8 ‰，存在明显的区域不均一性(地区和样品)和微区不均一性(颗粒内部)。变质岩锆石氧同位素和年龄有一定的关系：凡原岩年龄在～19 和～25 亿年的榴辉岩等变质岩中的锆石，其 $\delta^{18}O$ 值平均约为 6－7 ‰；凡原岩年龄为 7～8 亿年的榴辉岩和片麻岩等的锆石，其 $\delta^{18}O$ 值平均在 0－2 ‰左右。前者与地幔锆石的 $\delta^{18}O$ 值接近，表明形成原岩的源区物质主要来自地幔，仅遭受少量表生作用过程影响和低温蚀变，后者显著偏离地幔锆石氧同位素组成表明，在变质岩原岩的岩浆结晶作用前有

明显的大气降水(低氧同位素)组分的卷入，使源区的 $\delta^{18}O$ 值明显偏低，这一过程可以和扬子板块晚前寒武纪的双峰式裂谷火山－岩浆活动及华南和全球范围的雪球地球事件相联系。

谨以此文纪念从柏林先生对在中国兴起大陆深俯冲作用研究的 initial 创导和贡献。



变质前后锆石 Th/U 和 U，Th 含量变化



柴北缘超高压变质带：由洋壳俯冲到陆壳俯冲

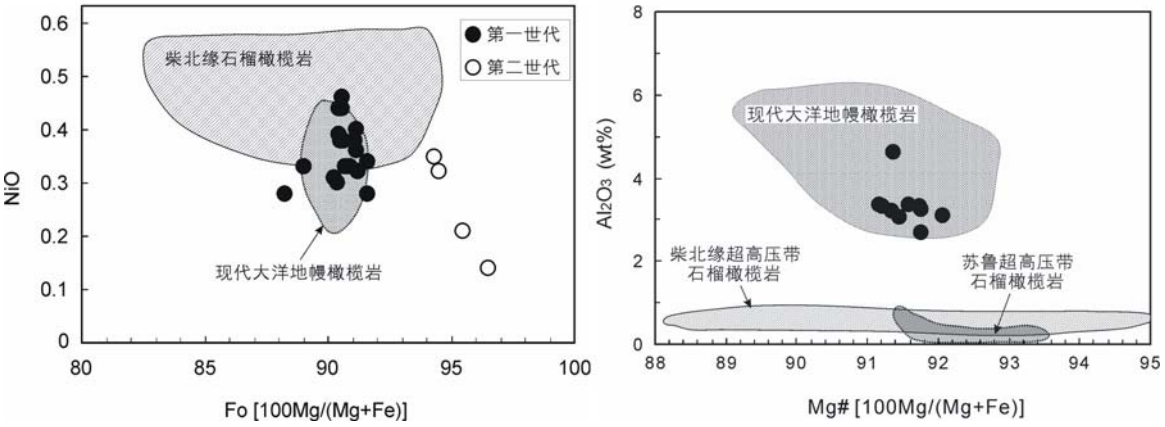
张立飞 宋述光 牛耀龄 张贵宾 王乾杰
北京大学地球与空间科学学院

柴北缘是近年来发现的一条早古生代（加里东期）超高压变质带，它位于祁连地块与柴达木地块之间。从青海省都兰县沙柳河－野马滩向西北方向延伸到锡铁山、绿梁山、鱼卡一带，长约 400 km。带内以花岗质片麻岩为主。榴辉岩和副片麻岩呈大小不等的透镜状岩块分布于花岗质片麻岩之中。到目前为止，已在榴辉岩的围岩副片麻岩锆石中发现了柯石英包裹体（杨经绥等，2001; Song et al., 2003）； 在榴辉岩中发现了柯石英假象以及绿辉石中的石英出溶片晶；在石榴辉石橄榄岩中发现了金刚石矿物包裹体和石榴石中的辉石和钠质闪石出溶片晶(Song et al., 2004;2005)，表明大陆深俯冲的最大深度可达 200 公里。地球化学研究表明榴辉岩的原岩具有 N-MORB、N-MORB 和 OIB 的特征（Song et al., 2003；张贵宾等，2005），εNd（0）变化于 -2.0 ～9.4 之间，并与北祁连的低温榴辉岩特征相似，表明柴北缘榴辉岩的原岩可能具有洋壳性质。SHRIMP 锆石定年表明，含柯石英片麻岩中含柯石英部分的锆石具有 424－432Ma，而同一锆石边部的年龄为 406Ma，表明超高压变质的时代为 420－430Ma; 榴辉岩中的锆石具有两组年龄：458－460Ma 的核部年龄，421－425Ma 的边部年龄，边部的年龄与含柯石英部分的锆石 420－430Ma 是一致的，结合榴辉岩的原岩具有洋壳玄武岩的特征，锆石核部的 458－460Ma 与北祁连低温榴辉岩的 463－468Ma 相近，表明洋壳俯冲可能发生在 450－460Ma；石榴辉石橄榄岩的定年表明也具有 456±22Ma 的核部年龄和 423±6Ma 的边部年龄，与柯石英片麻岩和榴辉岩的两组年龄是一致的，科研得出结论，柴北缘三类超高压变质岩石的两组年龄应分别代表洋壳俯冲变质时代和随后的大陆深俯冲超高压变质时代，即 450－460Ma 洋壳开始俯冲，420－430Ma 大陆碰撞形成了超高压变质岩石，400Ma 左右抬升回返地表。

柴北缘超高压变质带沙柳河蛇绿岩型地幔橄榄岩及其意义

张贵宾, 宋述光, 张立飞, 牛耀龄, 舒桂明
造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京大学地球与空间科学学院

柴北缘超高压变质带是一典型的大陆型古俯冲带，可以与中国东部大别-苏鲁超高压变质带相对比。片麻岩锆石中柯石英及石榴橄榄岩锆石中金刚石包裹体的发现提供了柴北缘大陆地壳深俯冲的证据。然而，地球化学研究表明柴北缘超高压带大部分榴辉岩的原岩具洋壳性质；但在岩石学上并未有加里东期大洋蛇绿岩组合的确凿证据。我们在柴北缘超高压变质带沙柳河剖面中发现了蛇绿岩型地幔橄榄岩，其原始矿物组合为橄榄石+斜方辉石+铬铁矿。方辉橄榄岩中识别出两个世代橄榄石，第一世代橄榄石（Ol^1）残晶发育扭折带，化学成分与现代大洋地幔橄榄岩的橄榄石一致，第二世代橄榄石（Ol^2）Fo值高达94-97，其内部含有细小的流体包裹体，是第一世代橄榄石蛇纹石化后再次变质的产物。斜方辉石残晶的成分具有高Al和Ca的特征，与大洋地幔橄榄岩中斜方辉石的成分一致。温压条件估算反映该橄榄岩体属于典型的尖晶石相方辉橄榄岩。其围岩是由堆晶辉长岩变质的条带状蓝晶石榴辉岩，二者构成了大洋蛇绿岩套的下部层位，并且与区内原岩具有NMORB和OIB性质的榴辉岩共生。这些特征表明该方辉橄榄岩应代表洋壳下伏地幔橄榄岩，从而揭示大陆造山带从早期的大洋俯冲消亡到大陆俯冲碰撞的完整过程。



方辉橄榄岩中橄榄石成分的$Mg^{\#}$ 与NiO含量间的关系及斜方辉石的$Mg^{\#}$[100Mg/(Mg+Fe_{total})]－Al_2O_3图解

北祁连和北阿尔金含硬柱石榴辉岩质变基性岩：冷洋壳俯冲作用的证据

张建新　孟繁聪　戚学祥
中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037. E-mail: zjx66@yeah.net

实验岩石学和热模拟显示，含硬柱石的榴辉岩和榴辉岩质岩石应是洋壳俯冲带的典型岩石类型(Poli and Schmidt., 1995; Schmidt and Poli, 1998)，但是，到目前为止，仅在世界上少数几个地方发现有含硬柱石的榴辉岩和榴辉岩质岩石（Caron and Pequignot, 1986; Ghent et al., 1993; Shibakusa and Maekawa, 1997; Zack et al., 2004）；在中国，虽然已有含硬柱石的低级蓝片岩的报道（颜竹筠，唐克东，1982；吴汉泉等，1990），但还没有发现含硬柱石的榴辉岩或榴辉岩质岩石。最近，在大量的岩相学研究基础上，我们在北祁连和北阿尔金 HP/LT 变质带的榴辉岩质岩石中，发现有与石榴石和绿辉石共生的硬柱石存在。

北祁连含硬柱石榴辉岩质岩石（石榴石和绿辉石之和含量小于 70%）出现在青海祁连县的香子沟和瓦羊沟，在空间上与榴辉岩（石榴石和绿辉石之和含量大于 70%）、各种类型的蓝片岩和石榴多硅白云母片岩等伴生。含硬柱石榴辉岩质岩石主要由石榴石、绿辉石、蓝闪石、多硅白云母、绿帘石和石英所组成。硬柱石呈包体存在于石榴石中，它与绿辉石和多硅白云母共生出现在石榴石变斑晶的边部（图 1）。同时，还发现大量 Ep+Pg+Ms 集合体包裹在石榴石中，它们多呈“盒子”状或柱状，这种特征被普遍认为是硬柱石的假像，局部可见绿帘石中残留的硬柱石颗粒（图 1b）。根据 Grt-Omp-Phe 地质压力计和 Grt-Omp 地质温度计，获得含硬柱石公生组合的变质条件为 T = 420-510°C，P=2.1-2.4 GPa，此 *PT* 条件已在硬柱石榴辉岩相稳定区域，由此推断形成的地温梯度为 6-8°C/km，与典型冷的洋壳俯冲带的特征一致。

北阿尔金的蓝片岩和低温榴辉岩由我们最近所新报道（Zhang et al., 2005），它们的基本特征与北祁连的同类型岩石相似，初步的年代学工作显示其形成时代为早古生代（张建新等，未刊资料）。含硬柱石的岩石分布在红柳泉一带，与其共生的岩石主要有榴辉岩、蓝片岩和含硬绿泥石的多硅白云母片岩等。与北祁连相似，硬柱石也作为包体矿物存在于石榴石中，与绿辉石包体共生（图 2），部分硬柱石的边已转变成绿帘石（图 2b）。此外，在石榴石中，也具有大量被认为是硬柱石假像的 Ep+Pg+Ms 的集合体。与含硬柱石榴辉岩质岩石互层的榴辉岩的峰期 PT 条件为 T= 430-540°C，P = 2.0-2.3 GPa（Zhang et al., 2005），与北祁连含硬柱石榴辉岩质岩石的峰期条件近一致。

以上特征显示北祁连和北阿尔金含硬柱石榴辉岩质岩石的峰期变质条件稳定在硬柱石榴辉岩相区域，符合典型冷洋壳俯冲带的特点。值得注意的是，在北祁连和北阿尔金的样品中，硬柱石均作为包体保存在石榴石中，这些包体没有与裂隙相连，而在石榴石中出现的大量 Ep+Pg+Ms (Phe)集合体均与裂隙相连，它们不是真正意义上的包体，这显示在抬升过程中变形及流体渗滤可能是硬柱石分解的一个重要因素。因此，可以推断许多与洋壳俯冲有关的榴辉岩可能都曾经历过硬柱石榴辉岩相阶段，但在折返过程中没有合适的保存条件，如受流体渗滤及变形作用等因素的影响，硬柱石难已保存下来，这可能是自然界中硬柱石榴辉岩或含硬柱石榴辉岩质岩石非常少见的主要原因。

此外，在北祁连和北阿尔金 HP/LT 变质带中均发现有含硬柱石的榴辉岩质岩石，这从另一侧面进一步证明了北阿尔金 HP/LT 变质带可能是北祁连 HP/LT 变质带的西延部分，它们同为早古生代洋壳俯冲作用的产物，后来被阿尔金断裂所切割。

参考文献（略）

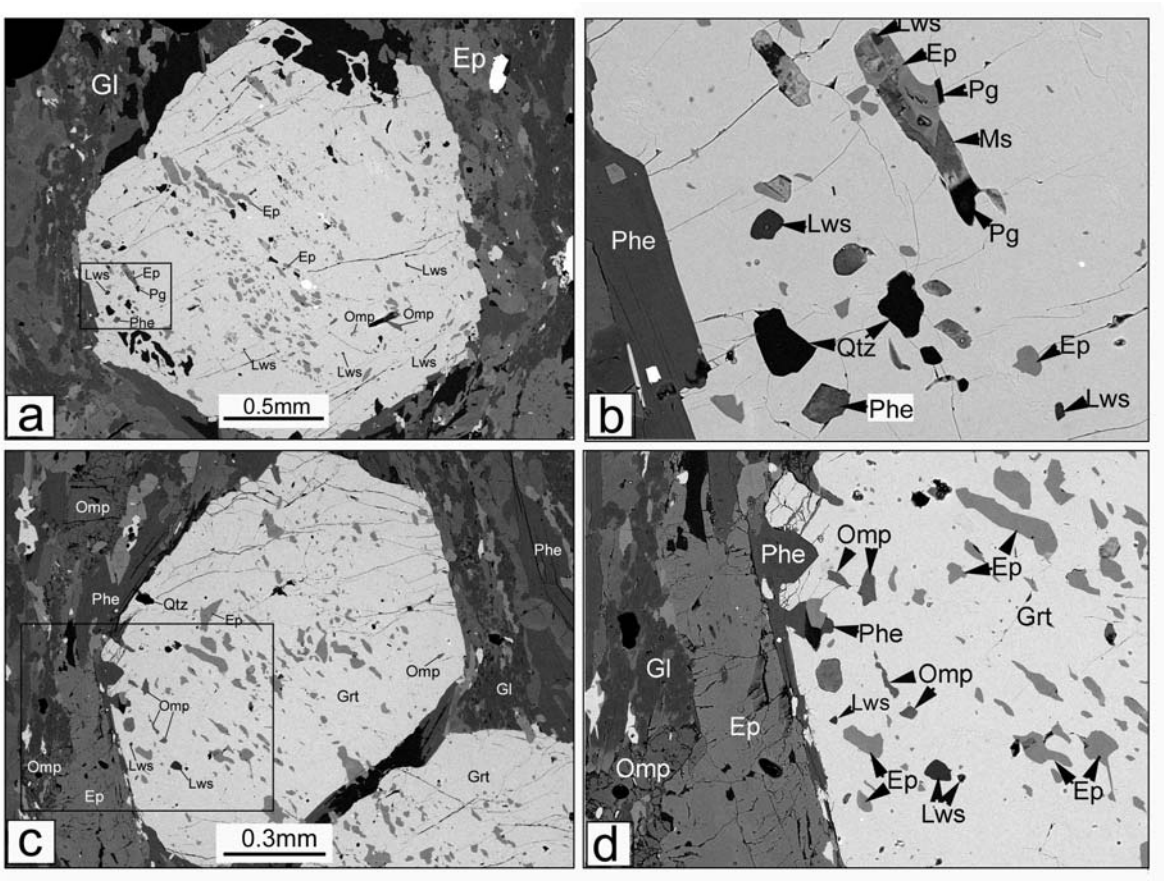


图 1 北祁连含硬柱石榴辉岩质变基性岩的显微结构 ((BSE 图像)

a: 石榴石变斑晶的边部具有硬柱石、多硅白云母和石英包体，核部以绿帘石包体为主；b: 图 1a 中石榴石边部的局部放大，图中长柱石矿物集合体为 Ep+Pg+Ms(Phe)，有裂隙与之相连，注意绿帘石中具有硬柱石残留；c: 石榴石变斑晶的边部具有硬柱石、绿辉石和多硅白云母和石英包体，基质为蓝闪石、绿辉石、多硅白云母和绿帘石。d: 图 1c 中石榴石边部的局部放大。

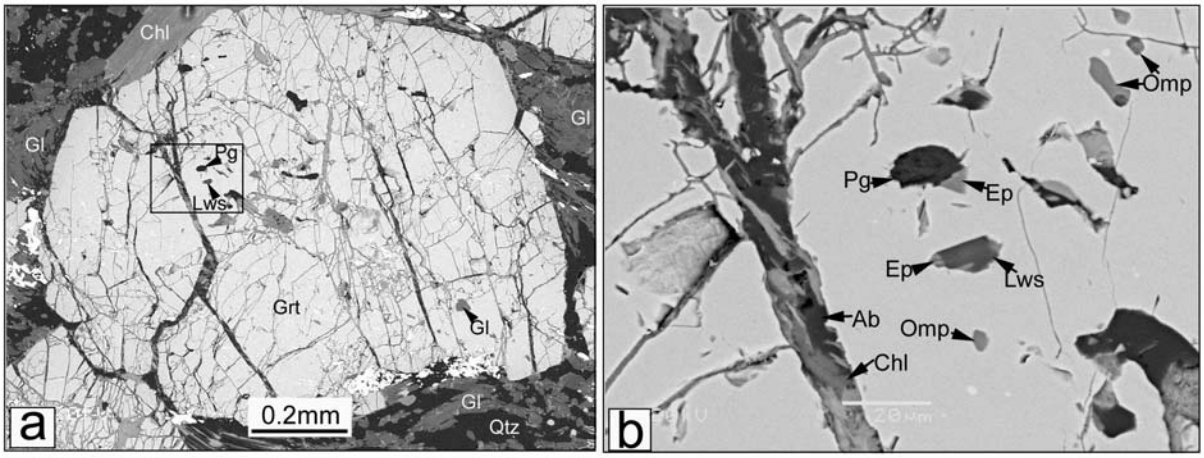


图 2 北阿尔金含硬柱石榴辉岩质变基性岩的显微结构 ((BSE 图像)

a: 石榴石变斑晶中具有硬柱石包体，基质以蓝闪石为主；b: 图 2a 的局部放大，石榴石中的硬柱石、绿辉石包体，注意硬柱石的边部已转变成绿帘石，钠云母和绿帘组成集合体。

含硬柱石榴辉岩质变基性岩的代表性矿物电子探针成分表

	北祁连							北阿尔金					
矿物	Grt-核	Grt-边	Omp	Phe	Gl	Lws	Lws	Grt-核	Grt-边	Omp	Gl	Lws	Lws
SiO2	37.89	38.36	55.61	51.94	57.63	38.33	37.60	38.74	37.19	54.55	58.43	39.81	38.4
TiO2	0.08	0.05	0.03	0.23	0.03	0.06	0.02	0.13	0.16	0.04	0.03	0.06	0.05
Al2O3	20.50	21.12	9.19	27.27	11.51	31.13	31.18	21.21	20.58	7.50	11.78	31.57	30.22
Cr2O3	0.03	0.05	0.03	0.12	0.04	0.04	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01
FeO	24.36	26.80	5.28	1.42	7.42	0.84	0.70	28.83	29.20	10.20	9.02	1.18	1.27
MnO	5.04	0.45	0.06	0.01	0.02	0.03	0.02	0.13	1.55	0.08	0.00	0.03	0.02
MgO	1.75	3.50	9.03	3.34	11.73	0.03	0.07	2.41	1.12	7.10	10.85	0.23	0.07
CaO	10.51	10.06	15.10	0.28	1.21	17.5	17.76	9.72	9.59	13.58	0.75	17.08	17.21
Na2O	0.02	0.00	6.21	0.71	7.02	0.02	0.03	0.00	0.01	6.80	6.88	0.00	0.03
K2O	0.00	0.00	0.00	10.47	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
总量	100.18	100.39	100.54	95.80	96.59	87.97	87.39	101.20	99.43	99.85	97.76	89.99	87.28
O	12	12	6	11	23	8	8	12	12	6	23	8	8
Si		3.005	1.975	3.433	7.900	2.026	2.004	3.030	2.992	1.977	7.909	2.052	2.049
Ti	3.011	0.003	0.001	0.011	0.003	0.002	0.001	0.008	0.010	0.001	0.003	0.002	0.002
Al	0.005	1.950	0.385	2.125	1.860	1.938	1.957	1.955	1.952	0.321	3.139	1.917	1.899
Cr	1.919	0.003	0.001	0.006	0.004	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe3	0.002	0.031	0.091	0.000	0.060	0.037	0.031	0.000	0.044	0.200	0.272	0.051	0.057
Fe2	0.045	1.725	0.066	0.078	0.791	0.000	0.000	1.886	1.932	0.109	0.749	0.000	0.000
Mn	1.574	0.030	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.009	0.106	0.002	2.189	0.000	0.000
Mg	0.339	0.409	0.478	0.329	2.396	0.002	0.006	0.281	0.134	0.384	0.000	0.018	0.006
Ca	0.207	0.845	0.575	0.020	0.178	0.991	1.014	0.815	0.827	0.527	0.109	0.943	0.984
Na	0.895	0.000	0.428	0.091	1.866	0.002	0.003	0.000	0.002	0.478	1.806	0.000	0.003
K	0.003	0.000	0.000	0.884	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000
总量	0.000	8.000	4.000	6.978	15.075	4.999	5.017	7.984	8.000	4.000	14.918	4.984	5.000

大别山榴辉岩带片麻岩的锆石拉曼光谱研究

刘景波 叶凯

中国科学院地质与地球物理研究所 岩石圈构造演化国家重点实验室

我们对来自大别山榴辉岩带 11 个片麻岩样品的锆石进行了拉曼光谱研究，这些研究集中在 1008 和 356 cm^{-1} 峰和它们的半高宽上。依据阴极发光（CL）图像特征，锆石可分为三种结构类型：（1）核边结构，由一个老的岩浆锆石核和一个变质边构成，也可由两期变质锆石构成；（2）CL 不均匀强反差发光的锆石，这些锆石的一些部位明显发亮，发亮的部分是在早期岩浆锆石发育而来的；（3）CL 总体是均匀的或弱反差发光锆石。在 CL 图像的基础上，我们用拉曼扫描的方法分析了这 3 类不同结构的锆石。1008 和 356 cm^{-1} 峰显示了相同或相似的图像特征，而它们的半高宽图像有相同或相似的图像特征。峰和半高宽图像可以有一定差异。核边结构和 CL 不均匀强反差发光锆石的 CL 结构也反映在拉曼光谱的图像上，半高宽的图像更相似于锆石的 CL 图像。CL 总体是均匀的或弱反差发光锆石的拉曼光谱图像通常也是相对均匀的。11 个样品锆石的 1008 cm^{-1} 峰位值和它的半高宽落在放射破坏趋势上，我们认为早期继承的锆石在超高压变质过程中发生了完全退火和重结晶。一粒锆石拉曼光谱图像的结构反映的是不同的部分蜕晶化程度的差异，由于有相同的蜕晶化历史，这些部分的蜕晶化程度与这些部分的 U 和 Th 含量应该是正相关的。

关键词：锆石；拉曼光谱；片麻岩；超高压变质作用；大别山

大别山超高压变质矿物中 TiO_2 的多形性—HRTEM 研究

孟大维[①*]　吴秀玲[②]　韩郁菁[②]　郑建平[②]　孙凡[①]　刘富[③]
①中国地质大学材料科学与化学工程学院，武汉 430074；* E-mail: dwmeng@cug.edu.cn
②中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室、地球科学学院和纳米科技中心，武汉 430074
③中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室，北京 100029.

近年来，高分辨电子显微术（HRTEM）广泛应用于矿物显微结构及超微构造的研究，揭示了大量有关矿物精细结构的新现象，使矿物结构的不均一性、晶体缺陷、成矿地质环境及构造演化历史等研究深入到微米和纳米级尺度。

金红石是（Rutile）自然界中 TiO_2 分布最广的矿物变体，是变质岩特别是高压岩石的重要副矿物，前人对 TiO_2 的高压实验研究表明，金红石存在四种超高压同质多形变体，它们分别为：①. α-PbO_2 型 TiO_2 结构金红石（空间群为 *Pbcn*）；②. 斜锆石型结构金红石（MI，空间群为 $P2_1/c$）；③. 斜方晶系的同质多形体结构（OI，空间群为 *Pbca*）；④. 氯铅矿（$PbCl_2$）型结构金红石（O II，空间群为 *Pnma*）（Dubrovinsky 等，2001；El Goresy 等，2001）。Hwang 等（2000）报道了在德国 Saxonian Erzgebirge 含金刚石长英质片麻岩中发现高压 α-PbO_2 型结构相，这在自然界还是第一次发现。El Goresy 等（2001）在德国 Ries 陨石坑的冲击片麻岩中发现了 α-PbO_2 型 TiO_2 和斜锆石型 TiO_2。我们近期对超高压变质岩矿物的高分辨透射电镜（HRTEM）研究中，在中国大别山东部石马地区含柯石英榴辉岩的绿辉石包裹体中发现了纳米级具有 α-PbO_2 型结构 TiO_2 的天然高压相。这是在陆壳超高压变质岩中第二次发现 α-PbO_2 型 TiO_2，α-PbO_2 型 TiO_2 对于超高压变质作用的研究是非常重要的指示矿物。

样品及分析方法

本次 HRTEM 研究的样品取自安徽省太湖县石马地区含柯石英榴辉岩，位于大别超高压变质地体的南带（Wang 等，1992; Xue 等，1996; You 等，1996）。含柯石英榴辉岩作为石榴石、绿辉石、石英（柯石英）以及金红石的集合，以片麻岩环绕的透镜状产出。柯石英退变后的柯石英残余和柯石英假象包裹在石榴石和绿辉石之中。石榴石由铁铝榴石（36-37 mol %），钙铝榴石（35-41 mol %），和镁铝榴石（21-28 mol %），端员组分具有少量的锰铝榴石（<1 mol %）（You 等，1996）。绿辉石含有 35-44 mol % 的硬玉，55-63 mol % 的普通辉石和少量的霓石（You 等，1996）。金红石包体在绿辉石和石榴石晶体内产出。光学显微镜下观察，金红石内未见双晶和出熔。电子探针分析，金红石含有 99.22 - 99.54 wt% TiO_2，以及少量的 FeO（0.33-0.51 wt%），未见成分环带现象。You 等（1996）计算出其峰期变质 *P-T* 条件，在柯石英的稳定域内，P = 3 GPa，T = 770 - 820 ºC，而 Wang 等（1992）估测石马榴辉岩的形成温度为 630-710 ºC，压力大于 2.7 GPa。

分析测试工作是在中国科学院金属研究所固体原子像实验室 JEOL－2000EX II 型（工作电压为 200kV）和中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室 H－8100 型（工作电压为 200kV）、CM12 型（工作电压为 120kV）透射电镜（TEM）上完成的。同时利用能量散射 X-射线谱仪（EDS）对金红石包裹体和 α-PbO_2 型 TiO_2 纳米晶畴的化学成分进行观测和分析。

结果和讨论

绿辉石单晶体的 HRTEM 观察结果揭示了亚微米级金红石包裹体中存在 TiO_2 的同质多形变体—α-PbO_2 型结构的纳米晶片（< 2 nm）。HRTEM 像和选区电子衍射（SAED）图显示金红石包裹体中

（< 0.8 μm）双晶金红石晶体之间有< 2 nm 多重孪生的纳米晶片。由于金红石双晶界面处的α-PbO_2型 TiO_2 纳米晶片层（< 2 nm）很薄，导致电子衍射强度非常弱，某些衍射斑点呈现拉长或不太清晰。对 SAED 图指标后确定，其电子束平行于晶带轴 $[100]_R$（Rutile）、$[211]_R$（Rutile） 和 $[311]_R$（Rutile）。金红石的电子衍射斑点满足如下反射条件：$0kl$, $k + l = 2n$ （$n = 0, \pm1, \pm 2, \ldots$）；$0k0$, $k = 2n$; $00l$, $l = 2n$, 属四方晶系，空间群为 $P4_2/mnm$（Hahn，1987）。由 SAED 分析确定的晶胞参数 $a = 0.456 \pm 0.004$ nm，$c = 0.296 \pm 0.002$ nm 对应于金红石结构（Deer **等**，1992）（见表 1）。 SAED 花样显示出电子束平行于晶带轴 $[100]_\alpha$（α-PbO_2型 TiO_2）、$[210]_\alpha$（α-PbO_2型 TiO_2） 和 $[310]_\alpha$（α-PbO_2型 TiO_2）。电子衍射斑点满足的反射条件：$0kl$, $k = 2n$; $hk0$, $h + k = 2n$; $0k0$, $k = 2n$; $00l$, $l = 2n$, 属斜方晶系，空间群为 *Pbcn* （Hahn，1987）。晶胞大小为：$a = 0.461 \pm 0.004$ nm, $b = 0.540 \pm 0.002$ nm, $c = 0.497 \pm 0.003$ nm, 与前人报道的人工合成样品（Simons 和 Dachille，1967；Grey 等，1988；Haines 和 Léger，1993）和天然样品（Hwang 等，2000；EI Goresy 等，2001）中的（α-PbO_2型 TiO_2）结构相吻合（见表 1）。

表 1. 金红石和α-PbO_2型 TiO_2 的晶胞参数

矿物相	*a* (nm)	*b* (nm)	*c* (nm)	空间群	参考文献
金红石	0.456	0.456	0.296	$P4_2/mnm$	本次工作
	0.459	0.459	0.296	$P4_2/mnm$	Cromer 和 Herrington (1955)
	0.4594	0.4594	0.2959	$P4_2/mnm$	Hyde 和 Andersson (1988)
	0.4593	0.4593	0.2959	$P4_2/mnm$	Deer 等 (1992)
α-PbO_2型 TiO_2	0.461	0.540	0.497	*Pbcn*	本次工作
	0.4535	0.5499	0.4900	*Pbcn*	El Goresy 等 (2001)
	0.459	0.544	0.494	*Pbcn*	Hwang 等 (2000)
	0.45318	0.55019	0.49063	——	Grey 等 (1988)
	0.455	0.546	0.492	——	Linde 和 Decarli (1969)
	0.4563	0.5469	0.4911	*Pbcn*	Simons 和 Dachille (1967)

SAED 花样的指标化揭示出金红石与 α-PbO_2 型 TiO_2 之间的共晶格取向连生关系为：$[100]_\alpha$ // $[100]_R$、$[210]_\alpha$ // $[211]_R$、$[310]_\alpha$ // $[311]_R$ 和 $(001)_\alpha$ // $(011)_R$。TEM 观察到金红石与绿辉石之间没有特定的晶体学关系，金红石和α-PbO_2型 TiO_2 纳米晶畴的化学成分是相同的，EDS 分析结果主要为钛（Ti）和氧（O），少量的铁（Fe）、铝（Al）、硅（Si）峰来自于周围的主矿物绿辉石基体，弱的铜（Cu）峰来自于支撑样品的铜网。

所有的α-PbO_2型 $(001)_\alpha$ 晶片均平行于金红石的$(011)_R$双晶面。由于金红石$(011)_R$双晶界面本身就已经是α-PbO_2型 TiO_2 结构的基本单元（Hwang 等，2000），这预示着在一定的地质环境下双晶金红石—α-PbO_2型 TiO_2 结构之间易发生同质多象转变。α-PbO_2型 TiO_2 纳米晶片层确实是一个真实的物相。

前人经过一系列实验研究探讨了 TiO_2 由金红石到 α-PbO_2 型结构相变的 *P-T* 条件，如：Jamieson 和 Olinger，1968；Mammone 等，1980； Olsen 等，1999。大别山地区柯石英和金刚石的发现，预示着变质条件大于 4 GPa 和 900ºC，相应的地壳俯冲深度要超过 100 km （Okay 等，1989；Wang 等，1989；Xu 等，1992）。绿辉石晶内亚微米级金红石包裹体中 TiO_2 的α-PbO_2 型纳米相与石榴石和绿辉石晶内柯石英包裹体的峰期变质矿物相一起，所记录的峰期变质条件是在 900ºC 的温度下，其最小的压力为 7 GPa。然而，对小于 2 nm 厚晶片层的产出模式以及与其相关的物相关系可能还不适用，通常条件下也没有适合于纳米相体系的物相图。但无论如何，α-PbO_2型 TiO_2 的自然产出，需

要比石墨－金刚石相边界更高的形成压力（Withers 等，2003）。它对大别山超高压提供了另外的证据，基于 7 GPa 的压力，这意味着地壳的俯冲深度要大于 200 km。

致　谢

HRTEM 测试工作是在中国科学院金属研究所固体原子像实验室和中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室完成的，电子探针分析是在中国教育部陆壳演化重点实验室和北京大学地球与空间科学学院完成的。本工作受国家自然科学基金 (批准号：40572114, 40425002、 40472103 和 40172019)、湖北省自然科学基金（批准号：2002AB020 和 2001ABB04）和中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室开放课题基金（批准号：GPMR0521 和 MGMR 2002-24）的资助。

参考文献略

北大别黄土岭麻粒岩变质演化及其对大别造山带构造演化进程的指示意义

陈意，叶凯，续海金，宋衍茹
中科院地质与地球物理研究所，北京 100029

高压－超高压变质陆壳岩石已在世界 20 余条大陆俯冲－碰撞造山带中被发现（Carswell et al., 2000）。近年来对这些高压－超高压变质岩的深入研究显示，它们主要由俯冲的大陆上部地壳组成，普遍缺失俯冲大陆的下地壳。在尚未垮塌的大陆俯冲碰撞造山带（如青藏高原），由俯冲大陆上部地壳变质而成的超高压变质岩在造山带（或高原）隆升之前业已回返到地表或浅部地壳，而俯冲大陆的下部地壳却堆叠在造山带（或高原）之下，形成加厚地壳。然而，在一些已经垮塌的大陆俯冲/碰撞造山带（如大别-苏鲁，Caledonian 和 Variscan 造山带），加厚地壳和高原已经消失，高压-超高压变质带与含麻粒岩的变质核杂岩带在空间上并置，但变质核杂岩带在形成时间上普遍晚于高压/超高压变质岩的形成时间，变质核杂岩带还发育与造山带的垮塌有关的伸展构造、岩浆活动和下地壳的部分熔融。上述观察说明，大陆上下地壳在大陆俯冲碰撞造山和造山带的垮塌过程中经历了不同的变质－构造演化。然而到目前为止，我们对大陆下地壳在大陆俯冲－碰撞造山－造山带垮塌过程中的变质演化尚缺乏深入的了解。

北大别有多处麻粒岩出露，如湖北罗田黄土岭和惠兰山、麻城木子店、安徽燕子河等。这些麻粒岩为研究造山带下地壳岩石的变质－构造演化提供了重要依据。已有的研究证明，出露于黄土岭的长英质麻粒岩的原岩属于扬子陆块基底（Ma et al., 2000），其原岩年龄为 2.7—2.8Ga，在 2.0Ga 发生了麻粒岩相变质（吴元保等，2003）。其围岩长英质片麻岩也记录了 2.8Ga 的原岩年龄和 2.0Ga 的变质年龄，说明黄土岭麻粒岩和围岩具有相同的构造演化历史。另外其围岩在 110Ma 大别造山带垮塌的过程中还发生了强烈的部分熔融（夏群科等，2003）。近十年来，已有多人对黄土岭麻粒岩作了变质岩石学研究（王江海等，1996；游振东等，1996；Chen et al.，1998；Fu et al.，2003），他们建立了类似的 P-T-t 轨迹。以往的研究者大多将黄土岭麻粒岩的变质演化归因于印支期杨子板块和华北板块的俯冲碰撞事件。最近我们对黄土岭麻粒岩进行了详细的岩石学研究，取得了一些新的进展和认识。我们的研究证明黄土岭麻粒岩的早期变质演化可能与杨子板块北缘在 Columbia 超大陆的聚合和裂解过程有关，晚期变质演化反映了杨子板块北缘的基底在印支期与华北板块之间的俯冲碰撞过程和大别山造山带在白垩纪的垮塌过程有关。

黄土岭长英质麻粒岩主要由粗粒的 Grt（10－15％）、Opx（10－20％）、Bt（20－25％）、Pl（25％）和 Qtz（20－25％）组成，另含少量 Pyr、Ilm、Rut、Ky 和 Spl。手表本呈片麻状构造，可见由 Grt＋Opx＋Bt 和长英质矿物组成的成分条带。它先后经历了五期变质演化：（1）早期角闪岩相变质；（2）高压－超高温麻粒岩相变质；（3）中压麻粒岩相变质；（4）低压－超高温麻粒岩相变质；（5）低温低压绿片岩相退变质。其中三期麻粒岩相变质对大别造山带的构造演化过程有重要的指示意义。

（1）黄土岭麻粒岩最早记录了角闪岩相变质，代表性矿物组合为粗粒 Grt 核部及其中的角闪岩相矿物包裹体 Ms＋Bt＋Amp＋Pl＋Qtz＋Ilm。这是首次在黄土岭麻粒岩具有生长环带的石榴石核部发现低温矿物包裹体，据此可以限定麻粒岩在进变质过程中的变质条件。利用 Grt-Bt 温度计（Holdaway，2000）、GBPQ 压力计（Wu et al.，2004）和 GMPQ 压力计（Wu et al.，2004）估算的温压条件为 570－590^{o}C，6.2－6.3kbar。利用 THERMOCALC v3.21 程序（Powell and Holland，1998）计算得到类似的温压条件：580±24^{o}C，7.3±1.0kbar。

（2）随后，岩石经历了高压－超高温麻粒岩相变质，其矿物组合为：粗粒 Grt 的幔部及包裹于其中的 Ky、Spi、Qtz、Rut、Opx、Bt 和 Pl, 另外基质中的粗粒 Opx、Bt 和 Pl 也形成于这一期次。其中 Ky 和 Spl 仅被发现包裹在石榴石和斜长石中，未在基质中发现。上述矿物组合和结构关系说明在进变质过程中可能发生了白云母和黑云母的脱水熔融反应，这与麻粒岩中发育浅色花岗质条带相吻合。结合 Grt-Opx 温度计 (Harley，1984a)、Grt-Opx 压力计(Harley，1984b)、Grt-Opx-Pl 温压计（Bhattcharya et al., 1991）以及 GASP 压力计（Holdaway，2001），计算得到的温压条件为：P＝13.4－15.8kbar；T＝930－950^{o}C。运用 THERMOCALC 程序计算得到的平均温压为 1001±78^{o}C，15.6

±3.0kbar。这属于 O'Brien（2003）定义的高压－超高温麻粒岩温压范围。另外，粗粒 Grt、Opx 和 Pl 均显示明显的退变质成分环带，我们用相邻的 Grt、Opx 和 Pl 边部的成分计算出来的温压条件（680－690°C，6.9－7.0kbar）明显降低，说明高压－超高温麻粒岩相的矿物成分在后期的变质演化过程中明显受到调整，可能反映高压－超高温麻粒岩相变质之后的降温降压过程。由于本期矿物构成黄土岭麻粒岩的主体，后续期次的变质叠加很弱，因此我们认为吴元保等（2003）报导的 2.0Ga 的麻粒岩相变质锆石记录了这一期次高压－超高温麻粒岩相变质。上述工作暗示扬子板块北缘的黄土岭麻粒岩在 2.0Ga 左右曾经历一期地壳加厚过程（15.6±3.0kbar），随后又快速回返至中地壳层次（6.9－7.0kbar）。这可能反映了扬子板块北缘卷入了 Columbia 超大陆的聚合和裂解过程（Zhao et al., 2002）。

（3）随后，黄土岭麻粒岩经历了中压麻粒岩相变质，主要表现为在粗粒暗色矿物 Opx、Bt、Pyr 与 Pl 的交界处形成细粒 Grt 环边，并且细粒 Grt 环边及相邻的 Pl 边缘中均包裹大量的细粒 Qtz 包裹体。此类环边状结构在很多造山带麻粒岩有过报道（如 Western Gneiss Region，Pan-Africa belt，Caledonian 和 Variscan 造山带）。运用有效的温压计以及 THERMOCALC 计算得到的该期中压麻粒岩相的变质条件为：T＝710－780°C，P＝8.0－10.0kbar。这一温压估算结果明显高于上述高压－超高温麻粒岩相矿物边部成分的温压估算结果，反映麻粒岩经历了一期地壳加厚过程，可能对应于印支期扬子板块向中朝板块俯冲事件，但其变质的压力条件明显低于大别山南部的高压-超高压变质岩，因此黄土岭麻粒岩可能代表堆叠于大别山造山带根带的未俯冲到深部的扬子板块基底。

（4）随后，黄土岭麻粒岩经历了低压－超高温麻粒岩相变质。这一期变质表现为粗粒和环边状 Grt 边部被细粒 Opx-Crd-Bt-Pl-Spl-Qtz 和 Crd-Qtz 后成合晶所取代，另外基质 Bt 的边部发育了细粒 Opx－Crd－Qtz 后成合晶，证明 Bt 发生了脱水熔融。此外，在 Grt 边部的后成合晶中偶尔观察到 Spl 与 Qtz 直接接触，从而指示岩石经历了超高温变质。这一期变质的温压估算较为困难，以前的研究者常用 Grt 边部的成分与后成合晶中的 Opx、Crd、Pl 来计算温压，然而作为母体的 Grt 是很难与子体（后成合晶）达到热力学平衡的，所以，计算出来的温压是不具有意义的。我们借助于 THERMOCALC 程序，运用后成合晶的成分以及设定流体（H_2O－CO_2）的活度来求解温压。由于 Grt 和 Bt 边部的后成合晶成分有差别，这一期次的变质反应仅在很小的晶域达到平衡，所以必须针对 Grt 和 Bt 外围的后成合晶分别求解温压。我们发现 $X_{H2O-CO2}$ 对两个区域的温度计算结果影响较大，而对于压力计算结果影响较小，二者的压力估算结果均在 6kbar 左右。在 P=6kbar 的 T－$X_{H2O-CO2}$ 视剖面图上 Grt 区域和 Bt 区域的后成合晶计算出来的结果呈线性分布，两者相交于 X_{H2O}＝0.4，T＝903°C。由于这一期后成合晶还受过后期的绿片岩相叠加，高温的成分已经部分扩散，所以，这一期麻粒岩相变质条件应为：T>900°C，P≈6kbar，为低压超高温麻粒岩相变质。值得注意的是，后成合晶中的 Spl 含有很高的 Cr（Cr_2O_3＝33－35 wt%），而基质中 Grt 并不富 Cr，这在世界上其它地区超高温麻粒岩中是罕见的。可能的解释是在 Grt 分解过程中有幔源物质的加入。这与从中压麻粒岩相到低压-超高温麻粒岩相的明显降压升温相吻合。这期低压-超高温麻粒岩相变质与北大别广泛发育的燕山期岩浆－构造事件密切相关。这期低压高温麻粒岩相变质和岩浆热事件可能反映大别造山带垮塌过程中软流圈地幔上涌，造成岩石圈减薄，从而导致位于造山带根带的杨子基底中上部的长英质岩石发生了大规模的部分熔融和低压－超高温麻粒岩相变质，最终造成造山带的跨塌。目前在黄土岭麻粒岩中还未发现燕山期的变质年龄，但是在其围岩的锆石中已有燕山期岩浆活动的年龄显示（夏群科等，2003），并且，与黄土岭长英质麻粒岩共同位于罗田穹隆的惠兰山基性麻粒岩的形成年龄为 124－127Ma（陈能松等，2004；候振辉等，2004）。

（5）岩石最后记录了绿片岩相退变质，表现为基质中 Grt、Opx 退变为 Bt＋Chl＋Qtz，在 Crd-Bt-Qtz 后成合晶外部又发育一圈较粗粒的 Ms＋Ab＋Chl 的后成合晶。但这一期的退变强度很弱，只在离围岩较近部位的样品中才有记录。根据 THERMOCALC 程序计算出该退变质的温压条件为 T＝384±39°C，P＝2.0±1.2kbar。该期退变是麻粒岩经历低压超高温变质之后上升到浅部地壳，由于流体的活动，使麻粒岩向低级的绿片岩相退变。

大别-苏鲁造山带浅变质岩：大陆板块俯冲过程中形成的被动边缘变形加积楔

郑永飞　周建波　高天山　吴元保　谢智
中国科学技术大学地球和空间科学学院，中国科学院壳幔物质与环境重点实验室，合肥 230026
(yfzheng@ustc.edu.cn)

针对大别－苏鲁造山带内部和北缘的浅变质岩，前人曾断续开展了五十多年的专题研究，观点从传统的槽台学说到现代板块构造理论，取得了许多重要成果。我们在同位素年代学和地球化学研究的基础上，结合前人在岩石学和构造地质学以及地层古生物学等方面的资料和认识，将超高压变质带内部的浅变质岩与造山带北缘的浅变质岩系一起作为统一的构造单元来考虑，通过对这些浅变质岩与毗邻的超高压变质岩结合起来进行综合对比，提出这些浅变质岩系是扬子陆块在三叠纪俯冲过程中形成的被动边缘变形加积楔。

加积楔(accretionary wedge)是指板块在俯冲过程中被刮削下来的构造岩片。在大洋板块俯冲过程中，其组成岩石一部分随俯冲板块带入地下深部，遭受高压/超高压变质作用，形成以蓝片岩/榴辉岩相岩石为代表的高压/超高压变质岩；另一部分岩石(特别是俯冲板块上部表层的各种岩石，以沉积物为主)，则未被俯冲板块带入地下而被刮削下来，这些被刮削下来的构造残片呈楔形拼贴于仰冲板块前缘，形成加积楔。加积楔作为板块俯冲过程中的特征性产物，其大小、形状和特点随板块俯冲速率、汇聚方向、沉积物供给和俯冲物质的体积而变化，因此其发育程度和赋存状态与板块俯冲边界性质、板块的俯冲角度、板块俯冲时间的连续性以及板块汇聚边缘的动力学性质等方面具有密切的相关性。确定构造加积楔的产出部位、发育特征及赋存状态对揭示与板块俯冲有关的地球动力学过程具有重要的指示意义。

对比研究发现，大别-苏鲁造山带浅变质岩与超高压变质岩在原岩性质上具有一定的相似性。浅变质岩系作为扬子陆块北缘的表层岩石组合，主要由以下两种岩石组合构成：(I) 震旦纪-古生代浅变质沉积岩系，以超高压带内部浅变质岩及造山带北缘佛子岭群和五莲群等复理石岩系为主；(II) 浅变质沉积岩的陆壳结晶基底，包括佛子岭群的下部层位原卢镇关群和五莲群的下部层位海眼口组，主要为新元古代岩浆杂岩。大别-苏鲁超高压变质岩作为扬子板块陆壳主体俯冲经过超高压变质作用的产物, 以花岗片麻岩和榴辉岩以及大理岩组合为代表，原岩为双峰式岩浆杂岩和泥页质–碳酸盐组合，这一组合岩石与浅变质岩组合(II)的原岩相当，并可能包括浅变质岩组合(I)的少量岩石。大量的同位素年代学研究证实，大别-苏鲁造山带高压–超高压变质岩的原岩年龄大致以新元古代中期(750~800Ma)为主。这些与浅变质岩系组合(II)的原岩形成时代一致，并可能包含组合(I)的部分岩石。因此，组合(II)的岩石代表了扬子板块北缘的陆壳主体。而以石英岩-千枚岩-石英片岩-大理岩为主的超高压带内部浅变质岩、佛子岭群上部层位和五莲群坤山组则代表了扬子板块北缘的陆壳表层沉积岩。显然，以佛子岭群和五莲群为代表的浅变质岩组合实际上代表了被刮削下来的扬子板块北缘的陆壳残片。

大别-苏鲁造山带为一典型由扬子陆块向华北陆块俯冲-碰撞形成的超高压变质带，它在三叠纪发生强烈陆-陆俯冲和碰撞作用已被大量的同位素地质年代学研究所证实。在扬子陆块作为俯冲盘向华北陆块俯冲-碰撞过程中，构成俯冲陆块前缘的陆壳岩石和表层沉积物不可避免地参与了这一重大地质过程。一方面，扬子陆块北缘前印支期岩石(主要是新元古代岩浆岩基底及其上覆沉积岩)的大部分被带入地幔深度发生超高压变质，形成今天出露的含柯石英榴辉岩和片麻岩。另一方面，扬子陆块北缘前印支期结晶基底的小部分及其上覆的复理石相沉积物在板块俯冲过程中被括削下来，受到不同程度的动力变质作用和构造改造，形成目前观察到的浅变质岩，构成大陆板块俯冲形成大规模变

形加积楔的残余部分。

在大陆板块在俯冲过程中，俯冲陆壳表层岩石和表层沉积物等由于其密度小、孔隙度大，容易在板块俯冲过程中被刮削下来，呈楔形加积在仰冲的华北陆块前缘，构成大陆板块俯冲的加积楔。这些岩石在刮削作用过程中，发生了强烈的褶皱和断裂，伴有低绿片岩相到低角闪岩相的动力变质作用，形成不同类型和时代岩石的相互叠置。这些岩石一部分对应于大别-苏鲁造山带北麓的浅变质岩，即现今观察到的杨山群、佛子岭群和五莲群；另一部分对应于造山带内部的浅变质岩，例如大别山港河、苏鲁石桥和坪上浅变质岩系等。而构成俯冲陆壳的主体岩石(新元古代酸性-基性杂岩和泥页岩-大理岩组合)及含少量陆壳表层沉积物，则被俯冲带入地幔深部，遭受高压-超高压变质作用，形成以含柯石英榴辉岩和片麻岩为代表的超高压变质岩。因此两者在形成时代、构造背景、构造热事件时代以及部分原岩组合特征等方面存在明显的相似性。

大别-苏鲁造山带浅变质岩在形成背景、岩石组合、构造组合、变质变形特征以及形成与就位过程等方面与大洋板块俯冲加积楔具有明显的可对比性，这是扬子陆块俯冲形成加积楔的主要标志，同时也是加积楔有别于其他构造单元的主要特征。同时大陆板块俯冲加积楔有其独特的特点，表现在陆块俯冲存在后期折返过程，因此造成了被刮削下来的浅变质岩石与被带入地下一定深度又折返回地表的超高压变质岩相邻分布，这既是大洋板块俯冲加积楔研究中未曾遇到的问题，同时也为大陆板块俯冲加积楔的研究提供了可对比的条件。

华北陆块南缘长英质华南俯冲陆壳的构造板底垫托：荆山花岗岩的锆石年代学，地球化学及矿物包裹体证据

郭素淑，李曙光*，刘贻灿

中国科学技术大学地球与空间科学学院，230026，合肥

大别造山带是世界上最大的超高压变质带，它是华南陆壳在三叠纪向华北陆块下俯冲形成的。这一华南陆壳深俯冲作用对华北岩石圈有何影响是令人感兴趣的重要科学问题。许文良等（2004）在华北陆块南缘，蚌埠隆起的荆山侏罗纪花岗岩中观测到晚元古代岩浆继承锆石和三叠纪变质继承锆石，显示其源区是华南俯冲陆壳。该工作证明了华南俯冲陆壳向北延伸到蚌埠地区。然而延伸到华北陆块南缘蚌埠地区的华南陆壳的性质（长英质中上地壳还是镁铁质下地壳？），及这种向北延伸的构造过程（是构造板底垫托还是插入华北下地壳？）尚不清楚。查明这些问题对理解大陆深俯冲过程及其对华北岩石圈的影响有重要意义。为此，本次工作对荆山花岗岩做了锆石年代学，锆石微量元素和矿物包裹体综合研究，期望为认识上述两个问题提供依据。

蚌埠隆起位于华北陆块南缘，东临郯庐断裂带，南临大别造山带北部的合肥盆地，总体呈东西向带状展布，主要由太古代五河杂岩组成。荆山岩体位于蚌埠隆起的西部，侵入于太古代五河杂岩之中，岩体主要由具弱片麻状构造的中粗粒含石榴石黑云母花岗岩组成。所采样品为含石榴石的黑云二长花岗岩，主要矿物为斜长石、钾长石、黑云母、石英及少量石榴石。副矿物主要为锆石、磷灰石。

1、 年代学研究

锆石阴极发光图像显示用于 SHRIMP 测定的锆石有三种不同类型：

A 类，浅色、柱状，具明显震荡环带，典型继承岩浆锆石特征，年龄介于 406～750 Ma，其上交点年龄（787Ma）反映了荆山花岗岩原岩时代；B 类，灰色，浑圆状，内部结构均匀，无环带，显示变质锆石特征，年龄集中在 203～237 Ma 之间，全部 14 个可信年龄的加权平均值为 222.0±5.6 Ma，（MSWD＝ 2.8），其中 10 个较高年龄（220～237 Ma）的加权平均值为 225.8±3.3 Ma（MSWD＝ 1.12），4 个较低年龄（203～208 Ma）的加权平均值为 205.7±7.1 Ma（MSWD＝ 0.19）。这两个年龄分别与大别山超高压峰期变质时代和退变质时代相吻合，表明荆山花岗岩的原岩曾经历过三叠纪超高压变质作用；C 类为包裹在变质锆石外部的增生岩浆锆石边，窄而亮，少数较宽的边可以观察到细微震荡环带，年龄介于 154～179 Ma，9 个年龄进行加权平均得到平均年龄值为 167.3±5.8 Ma（MSWD＝ 2.9），代表了荆山花岗岩形成年龄。

上述花岗岩形成年龄与许文良等（2004），邱瑞龙等（1999）分别报道的锆石 SHRIMP U－Pb 年龄(162.0±1.3 Ma)和黑云母 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄(162.8±0.3 Ma)相吻合。将许文良等（2004）报道的数据（11 个点）与本文结果一起做加权平均，得到了一致的年龄 161.4 ±2.1 Ma(MSWD= 2.8) ，表明荆山花岗岩形成于侏罗纪。许文良等（2004）报道的变质锆石年龄也明显分成两组，且与本文的年龄结果一致。以上定年结果说明荆山花岗岩的源区是华南俯冲陆壳，167 Ma 的荆山花岗岩形成年龄说明华南陆块俯冲陆壳在中侏罗世已向北俯冲到达蚌埠一带。

2、 锆石 REE 及包裹体研究

对三叠纪变质锆石做了微量元素测定，其球粒陨石标准化配分模式显示，多数锆石具有 HREE

* 通讯作者,E-mail address: lsg@ustc.edu.cn

陡峭的特征，只有个别较为扁平。这说明荆山花岗岩的原岩仍以长英质片麻岩为主，仅含少量榴辉岩。对变质锆石中的矿物包裹体进行电子探针和拉曼光谱分析，发现含石英和榍石包体，而未发现柯石英或金红石包体。这也提示我们荆山花岗岩的原岩可能不是榴辉岩，而是片麻岩。

由于没有发现来自华北陆块的古老继承锆石，因此荆山花岗岩的原岩不太可能是挤入华北下地壳中的华南俯冲下地壳。据现有的资料推测，它可能是构造板底垫托于华北岩石圈下面的比重轻的长英质俯冲陆壳，由于长期受到下伏软流圈的高温烘烤而发生部分熔融。这一现象可以有两种解释：（1）俯冲板片断离后长英质陆壳与镁铁质下地壳脱耦，在陆块继续汇聚的地球动力学背景下，只有长英质俯冲陆壳因其比重轻而平俯冲至华北陆块南缘并构造板底垫托于华北岩石圈之下，镁铁质下地壳因其比重大而与岩石圈地幔保持较陡的俯冲角度并最终拆离；（2）俯冲板片断离后继续俯冲的陆壳未解耦并一起构造板底垫托于华北岩石圈之下，但镁铁质下地壳因其熔点高而未发生部分熔融。因我们发现了少量 HREE 扁平的榴辉岩高压变质锆石，第（2）种解释不成立。

综上所述，本工作得到如下结论：（1）荆山花岗岩中未发现来自华北岩石圈的继承锆石，这说明其源区是与华北陆壳隔离的，它有可能是构造板底垫托于华北岩石圈地幔之下的华南俯冲陆壳。（2）华南俯冲陆壳中发生部分熔融并形成荆山花岗岩的仅是俯冲的长英质陆壳部分，它说明俯冲板片断离后长英质陆壳与镁铁质下地壳脱耦，只有前者才可以平俯冲并构造板底垫托于华北岩石圈之下。

北大别片麻岩中锆石的多期变质增生及其微量元素特征

刘贻灿 李曙光 侯振辉 郭素淑
中国科学院壳幔物质与环境重点实验室，中国科技大学地球和空间科学学院，合肥 230026
E-mail: liuyc@ustc.edu.cn

北大别片麻岩及榴辉岩经历了多期变质增生（刘贻灿等，2000）。刘贻灿等（2000）曾用锆石单颗粒同位素稀释法对塔儿河英云闪长质片麻岩进行了 U-Pb 定年，确定了北大别片麻岩的原岩时代为晚元古代并首次证明北大别带经过了印支期变质作用。但是，大别山超高压变质岩经过了复杂的变质演化过程以及其中锆石具有多期变质增生，因此，采用传统的锆石 U-Pb 定年方法来确定的大别山超高压变质岩的峰期变质年龄往往是一种混合年龄（刘福来等，2003）。随着近年来离子探针微区定年技术的应用，结合锆石微区矿物包体及相应的阴极发光图像研究，可以确定复杂锆石的各微区的年龄并赋予实际地质意义（Hermann et al., 2001；Liu Fulai et al., 2004；刘贻灿和李曙光，2005）。因而，锆石 SHRIMP U-Pb 定年，愈来愈受到同行的重视和广泛应用。为此，本文对北大别塔儿河英云闪长质片麻岩中锆石进行了 SHRIMP U-Pb 定年。此外，为了对锆石 U-Pb 年龄的更合理解释，同时对已进行过锆石 SHRIMP U-Pb 定年的北大别带罗田（刘贻灿和李曙光，2005）以及塔儿河片麻岩中锆石各微区进行了矿物包体、CL 图像及微量元素研究。

锆石微区矿物包体与阴极发光测试以及相应的 SHRIMP U-Pb 定年结果表明，北大别片麻岩锆石锆石的 CL 图像具有特征的核－漫－边结构即表现为继承岩浆锆石核－高压变质幔－退变质增生边，各微区记录了十分复杂的年代学信息。塔儿河英云闪长质片麻岩类似于罗田片麻岩，具有四组年龄即：印支期高压变质（锆石幔部）的年龄为 218Ma（218±3Ma、218±9Ma）以及 190Ma 左右（184±5Ma ~ 191±5Ma）和 126±5Ma 的退变质年龄（分别为锆石幔-边部过渡带和边部），继承岩浆锆石核部记录的原岩时代为晚元古代。

北大别带片麻岩锆石的不同部位微量元素研究表明，稀土元素总量由继承岩浆锆石核→高压变质幔部→幔－边过渡带逐渐降低以及幔部与幔－边过渡带具有类似的富重稀土配分曲线，而到边部又升高并类似于继承岩浆锆石核的稀土配分曲线（具有 Eu 负异常）。因此，前者可能与榴辉岩相及其退变质作用有关；而后者则反映大别山燕山期（126±5Ma）大规模岩浆热事件，并且这种热事件可能类似于岩浆作用过程（Hermann et al., 2001; Rubatto, 2002）。印支期形成的锆石幔部的显著特征是重稀土元素元素富集且没有明显 Eu 异常以及 Th/U<0.01，为榴辉岩相高压变质成因（Vavra et al., 1999; Rubatto, 2002）。但是，与一般榴辉岩相高压变质成因（Vavra et al., 1999; Rubatto, 2002）以及南大别和苏鲁 UHP 带中榴辉岩及片麻岩印支期高压变质锆石（李秋立等，2004）不同，研究区片麻岩印支期高压变质锆石所表现的重稀土元素元素并不亏损（即显示平坦的曲线）而表现为富集特征。本文进一步证明榴辉岩相高压或超高压变质阶段形成的锆石是否具有重稀土元素元素相对亏损特征，还与同期形成的其它矿物种类有关，特别与是否有石榴子石形成有关(Rubatto, 2002; Bingen et al., 2004)。也就是说，重稀土元素元素相对亏损（稀土元素球粒陨石标准化曲线上表现为近于平坦的曲线）并不是榴辉岩相变质锆石的唯一判别标志。

关键词：锆石；SHRIMP U-Pb 定年；多期变质增生；微量元素；北大别片麻岩

超低本底化学流程和单颗粒云母 Rb-Sr 等时线定年

李秋立，陈福坤，李向辉，胡芳芳
中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029

Rb-Sr 同位素定年和 Sr 同位素地球化学示踪在地学诸多领域都发挥着重要作用。云母类矿物通常具有较高的 Rb/Sr 比，从而成为 Rb-Sr 同位素定年的首选对象。常规的云母类矿物 Rb-Sr 同位素定年采用外部或内部等时线方法。然而，对于经历复杂变质过程的岩石，矿物一般有多期的特点，以大别山榴辉岩中多硅白云母为例，在进变质、峰期、退变质阶段均可生长，前期生长的组分在后期会受到变质作用的改造。由于实验全流程本底条件及仪器性能的限制，Rb-Sr 矿物等时线所采用的样品用量通常多于 50mg，这样不可避免的有不同期次矿物组分的混合。即使是经历简单演化历史的样品，对于传统的矿物或全岩间等时线定年而言，前提条件在于其间的初始同位素平衡并未受到后期改造。然而，不同矿物 Rb-Sr 同位素体系的封闭温度各异，同位素平衡和体系封闭经常难以达到，造成等时线年龄失去地质意义。

利用矿物颗粒间元素含量的差异，构造单颗粒矿物内部等时线定年可以克服上述存在的问题。然而，实现微量样品分析的必要条件是低化学流程本底和同位素组成的高精确测定。微量样品的化学处理过程成功与否主要取决于全流程本底以及样品分离纯化过程回收率的控制。目前国际国内 Rb-Sr 样品处理的常规流程本底为 0.1-1 ng，不能应用到 Sr 总量在 ng 级或更低的样品同位素分析测定。微量样品的化学处理流程除在试剂纯化和器皿清洗方面注意外，在溶样和分离纯化流程方面均需改进。本工作以辽宁复县金伯利岩中金云母，胶东乳山金矿矿脉中热液蚀变绢云母单颗粒 Rb-Sr 等时线定年为例，介绍超低本底化学分离纯化技术与 IsoProbe-T 热电离质谱计相结合所带来的微量样品分析技术上的改进。

本工作化学流程上采用了低本底的蒸汽溶样法，^{87}Rb-^{84}Sr 混合稀释剂，以 Sr-spec 树脂分离纯化 Rb-Sr。全流程 Rb 和 Sr 本底分别为 4 ± 1 pg 和 6 ± 1 pg，较常规流程本底(0.1-1 ng)降低了 2 个数量级。以 TaF_5 作为发射剂，加载样品于 W 带上，利用新型高精度热电离质谱计 IsoProbe-T 测定，对 0.3ng 以上的 Sr 可获得高达 0.002%的高精度同位素比值。

质谱计测量结果经过本底和稀释剂的叠加扣除后，数据回归和等时线年龄值计算采用 ISOPLOT 软件。等时线的回归计算中，^{87}Rb/^{86}Sr 比值采用 2% 误差，Sr 同位素比值采用保守外精度误差 0.005%。辽宁复县金伯利岩中金云母 11 个单颗粒所得 Rb-Sr 等时线年龄为 463 ± 7 Ma，与前人报道结果一致。胶东乳山金矿矿脉热液蚀变绢云母 6 个单颗粒所得 Rb-Sr 等时线年龄为 120±3 Ma，与同一矿体热液锆石 SHRIMP 定年结果一致(117±3 Ma)。

以上实例显示，超低本底化学流程与 IsoProbe-T 热电离质谱计相结合可对 ng 量级以下的 Sr 含量样品进行高精度同位素比值测试。由于所需样品量很低，利用矿物颗粒间元素含量的不均一性可通过构造矿物内部等时线方法来最大可能地避免初始同位素不平衡的问题。该方法今后在微量样品年代学和高分辨同位素示踪方面将有广泛的应用前景，如对具有复杂历史的变质岩、岩脉矿脉、构造岩的年代学研究提供行之有效的分析测试手段。同时，可以满足低含量样品和珍贵样品的 Sr 同位素分析，大幅度降低样品需求量。因此，这一结合无疑将是今后 Rb-Sr 同位素年代学和地球化学研究的重要方向。

致谢：作者感谢吴福元和范宏瑞研究员提供样品和建议。本工作得到国家自然科学基金(批准号: 40403008 和 40372106)和中国博士后科学基金资助。

Drilling on ultrahigh-pressure metamorphic terranes: Tracing orogenic process and plateau uplift

Jingsui Yang[1] Zhiqin Xu[1] Jianxin Zhang[1] Paul Robinson[1,2]

1) Key Laboratory for Continental Dynamics of MLR (KLCD), Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037, China
2) Department of Earth Science, Dalhousie University, Halifax, NS, B3H 3J5, Canada

1. Over 20 UHPM terranes presently known, 16 on the basis of coesite or metamorphic diamond occurrence

The UHP metamorphic rocks mark the steps of orogen and plateau uplift. Since the 1980s, over 20 UHPM terranes have been reported, of which 16 are recognized on the basis of coesite or metamorphic diamond occurrences. The list below is quoted from Carswell and Compagnnoni, 2003.

1) Dora-Maira Massif, Western Alps (Chopin, 1984; Chopin *et al.*, 1991).
2) Zermatt-Saas Zone, Western Alps (Reinecke, 1991; van der Klauw *et al.*, 1997).
3) Leaota Massif, South Carpathians (Sabau, 2000).
4) Rhodope Metamorphic Province, Northern Greece (Mposkos & Kostopoulos, 2001).
5) Western Gneiss Region, Norwegian Caledonides (Smith, 1988; Wain, 1997; Cuthbert *et al.*, 2000).
6) Northeast Greenland Caledonides (Gilotti & Krogh Ravna, 2002)
7) Saxonian Erzgebirge, Germany (Massonne, 1999, 2001; Nasdala & Massonne, 2000).
8) Sudetes Mountains, SW Poland (Bakun-Czubarow, 1991, 1992).
9) Maksyutov Complex, Southern Urals (Leech & Ernst, 1998).
10) Kokchetav Massif, Kazakhstan (Sobolev & Shatsky, 1990; Shatsky *et al.*, 1995).
11) Tian Shan, Kyrghyzstan/China (Tagiri *et al.*, 1995; Zhang *et al.*, 2002).
12) Kaghan Valley, Pakistan Himalaya (O'Brien *et al.,* 2001; Treloar *et al.*, 2003).
13) Tso-Morari Complex, eastern Lakakh, Indian Himalaya (Sachan & Mukherjee, 2003).
14) Su-Lu Terrane, Eastern China (Zhang *et al.*, 1995; Zhang & Liou, 1998)
15) Dabie Shan, Central China (Wang *et al.*, 1989; Wang & Liou, 1991; Okay, 1993; Wang *et al.*, 1995).
16) North Qinling, Central China (Yang et al., 2003 ; Liu *et al.*, 2003b).
17) North Qaidam, NE Tibet Plateau, China (Yang *et al.*, 2001, 2002; Song *et al.*, 2003).
18) South Altyn Tagh, NE China (Zhang et al., 2001; Liu *et al.*, 2001, 2003a).
19) Bantimala Complex, Central Sulawezi, Indonesia (Parkinson *et al.*, 1998).
20) Pan-African Nappes of Northern Mali, West Africa (Caby, 1994).
21) Pan-African Nappes of Minas Gerais State, SE Brazil (Parkinson *et al.*, 2001).
22) Lanterman Range, North Victoria Land, Antarctica (Ghiribelli *et al.*, 2001; Palmeri *et al.*, 2003).

2. UHPM occurs in most Phanerozoic continental plate collision zones

UHPM rocks formed in continental plate collision zones, and are known in Caledonian, Variscan, Alpine and Himalayan orogenic belts. The oldest UHPM rocks are known from Late

Precambrian and Neoproterozoic Pan-African nappes of Northern Mali and SE Brazil, where they formed in a continental plate collision zone at around 630–640 Ma. No even older UHPM rocks have been recognized yet. Because much older oceanic crust has been reported in several locations in the world, it is hard to say no older UHPM rocks were ever formed. Probably conditions were not favorable for their peservation.

3. UHPM marks large-scale continental subduction, and acts as tectonic reference zone

The Dabie-Sulu Triassic UHPM belt extends for over 1000 km, and is offset by the Tanlu strike slip fault for about 500 km. The Altun-N. Qaidam-N. Qinling early Paleozoic UHPM belt extends through central China for about 4000 km, and is offset by the Altyn Tagh strike slip fault for at least 400 km. These two UHPM belts are characterized by their large size and offset, and can be taken as reference zones for estimating offset distance and rate.

4. Two types of UHPM

Two types of subduction, i.e., A-type and B-type, were proposed over ten years ago, in which A-type represents continental subduction along with UHP metamorphism, and B-type represents oceanic subduction along with HP metamorphism (Maruyama et al., 1996).

Clearly, most known UHPM rocks occur within continental crustal sequences, and the available evidence indicates that huge continental masses were subducted, i.e., “A-type” continent–continent plate collision zones.

However, at least three UHPM occurrences, the Zermatt–Saas Zone of the Western Alps, Sulawesi in Indonesia, and SW Tianshan in China, are interpreted to have formed in deeply subducted oceanic crust sequences, i.e., in “B-type” subduction zones. It is very difficult to understand how oceanic crustal rocks can be subducted to UHPM depths and then exhumed to the Earth’s surface. This is particularly true since we still don’t fully understand the processes involved in subduction and exhumation of continental crust.

5. Deep drilling on the Sulu UHPM belt

Deep continental drilling in China (CCSD) has reached a depth of 5 km in the Sulu ultrahigh pressure metamorphism terrane.

The Dabie-Sulu UHPM belt extends for about 1000 km in east China. In this belt, high-grade continental crustal rocks contain both diamond and coesite (Xu, 1987; Xu et al., 1992; Yang et al., 1999), clear evidence of crustal subduction to depths >150 km. This belt formed by collision between the North China and Yangtze Blocks in the Mesozoic between about 240 and 220 Ma.

Preliminary work shows a good correlation between the lithology and the seismic profile and has confirmed the existence of several ductile shear zones. A 400-m-thick interval between 1600 and 2000 m consists of rutile-bearing eclogite rich enough to be a new ore deposit. Coesite inclusions in zircon have been identified throughout the gneisses and in some of the retrograded eclogites. SHRIMP (sensitive, high-resolution ion microprobe) U-Pb dating of zoned zircons from the UHP granitic gneisses indicates an igneous protolith age greater than 750 Ma, an average age for the UHP metamorphism of 228 ± 5 Ma, and an average exhumation age of 209 ± 5 Ma. Eclogites in the hole show a wide range of chemical composition, suggesting that the protoliths included andesite, basalt and picrite.

Drill cutting of garnet peridotite from the CCSD Main Hole were collected and separated. Some unusual minerals were identified in these cuttings including, including moissanite, wustite, native Fe, native Cr, native Ni, native Au, native Cu, native Al, taenite, kamacite, Ni-Fe-Cr alloy,

Ni-Fe alloy, Fe-Cr alloy, Si-Fe alloy (Fe_3Si_7), Co-Ni alloy, etc. Some of them are new minerals according to their structure and composition. These minerals probably were formed originally in the deep mantle.

A full suite of geophysical logs has been run including gamma ray, geochemistry, fluid, sonic, and VSP (vertical seismic profiling). Using the downhole logs, the core has been oriented based on visible fractures and foliation. The foliation changes from steeply eastward dipping in the upper part of the hole to gently southeast dipping in the lower part. Stretching lineations and shear fabrics indicate deformation from southeast to northwest. A 300-m-thick ductile shear zone between 738 and 1130 m corresponds to a strong reflective layer in the seismic profiles.

Several CH_4, CO_2 and He anomalies have been identified and they increase in intensity with depth. N and Ar are also present in the fluids but are mostly from atmospheric sources. Microbes have been identified in the rocks at several depths.

6. Potential drilling locations

(1) North Qinling and North Dabie

Recent work has identified an older, parallel belt on the north side of the Dabie-Qinling Mountains dated as Ordovician (~500-440 Ma) (Yang et al., 2001; 2002). This older belt extends northwestward for nearly 4000 km through the Qilian Mountains into northern Tibet, where it is offset by the left-lateral Altyn Tagh Fault.

The critical question here is the relationship between these two belts, their spatial distribution, and tectonic implications.

(2) Oceanic UHP rocks

It seems that oceanic UHP rocks do occur on the Earth's surface, and at least three locations have been reported. The exhumation of such UHPM rocks back up to the Earth's surface is likely to be a rare event requiring unusual, as yet unclear, geotectonic circumstances (Carswell and Compagnnoni, 2003).

(3) High Himalaya UHP terrane

Coesite-bearing UHP eclogite discovered in the Himalayan region is an extremely important discovery, not only for understand UHP metamorphism but for what it tells us about plateau formation. It provides a new window to observe UHPM in a collision zone and to correlate the process with the formation of the plateau.

(4) North margin of the Tibetan plateau

It has been noted that subduction also occurred on the northern border of the Tibetan plateau (Norin, 1946; Bai and Yang, 1987; Mettauer, 1992; Tapponnier et al., 2001). Gravity anomalies across the western part of the Tarim Basin and the Kunlun mountain belt show that this area is not in local isostatic equilibrium. These data can be explained if a strong plate underlying the Tarim Basin extends southwestward beneath the belt at least 80 km and supports part of the topography of northwest Tibet (Lyon-Caen and Molnar, 1984).

Not many data are currently available for this region; however, we need to correlate the tectonic development of the northern and southern borders of the plateau in order to understand the processes by which it was formed.

中国东海大陆科学钻主孔正片麻岩的成因芻议*

游振东[1]　苏尚国[2]　张泽明[3]
[1]中国地质大学（武汉） 430074，
[2]中国地质大学（北京）100083，
[3]中国地质科学研究院地质研究所　100037

一.　正片麻岩地质背景

中国大陆科学钻探（CCSD）主孔已于今年3月终孔. 从已发表的4500米钻孔岩心柱状图看来,正片麻岩占全部钻孔的1/2左右. 此种情况，并非东海一地所特有，纵观整个大别—苏鲁地区，花岗片麻岩类也是占有主导地位的一种岩石。因此正片麻岩的成因问题，是正确认识超高压变质带的形成和演化的关键。

江苏东海地区在构造上位于苏鲁超高压变质带的西南端。区内主要出露各种正片麻岩类，及斜长角闪岩，黑云母片麻岩，蓝晶石石英岩，和大理岩等变质表壳岩系。区内榴辉岩体广布，毛北一带的金红石榴辉岩-超镁铁岩体呈近南北向断续长达3Km,宽约250—300米，与围岩片麻岩一起构成一NNE 轴向轴面向SE倾斜的倒转褶皱，CCSD主孔即位于褶皱的东翼。

CCSD主孔100-2000米岩心已经作了构造岩性单元的划分。按主要岩石组合可大致分为5个岩性段：（1）不同程度退变质的金红石榴辉岩和榴辉岩质片麻岩（100-608米）；（2）石榴橄榄岩夹数层石榴辉石岩和多硅白云母榴辉岩（608-683米）；（3）绿帘黑云角闪斜长片麻岩（榴辉岩质片麻岩）夹多层蓝晶石榴辉岩和斜长角闪岩（683-1130米）；（4）角闪黑云斜长片麻岩、黑云二长片麻岩和长英片麻岩(1130—1596.22米)1596.22-- 1600米以上是角砾岩带。（5）多硅白云母榴辉岩，退变金红石榴辉岩夹多层黑云二长片麻岩，斜长角闪岩，下部夹强变形英云闪长质片麻岩，纤闪石化辉石岩等（1600—2000米）。

标本 Y-40 黑云二长片麻岩,是正片麻岩类. 取自岩心 B706R485P3e, 样品深度为 1 279.00 米，是上述第 4 岩性段代表性的岩石类型。

二 正片麻岩岩石学

样品 Y40 黑云二长片麻岩所在的第 4 岩性段，深度从 1130—1600 米。是由所谓正片麻岩和副片麻岩所组成。正片麻岩包括： 黑云二长片麻岩、角闪（黑云）二长片麻岩，石榴花岗质片麻岩、长英片麻岩等花岗质岩类。普遍含有钾长石（微斜长石）。 副片麻岩包括：黑云角闪斜长片麻岩，绿帘黑云斜长片麻岩，含榴绿帘黑云斜长片麻岩等，他们多与绿帘黑云片岩相互过渡，斜长石多为奥长石或钠质斜长石，缺失钾长石。整个第 4 岩性段可以说是片麻岩段，其中夹有薄层的退变榴辉岩， 斜长角闪岩和绿帘角闪黑云片岩。 暗示这些岩石乃是片麻岩类的原岩。他们之间的成因联系，可以从他们的稀土配分型式得到证明,REE 配分曲线均作右倾，只是稀土总量（ΣREE）从原岩经副片麻岩到正片麻岩有明显的增加趋势 。

据岩相学观察， 黑云二长片麻岩的矿物组成是： 钠长石($Ab_{99}An_1$)（45% 体积）钾长石（25%）石英（18%）褐帘石（5%）黑云母（5%）榍石（2%）少量的钛磁铁矿。 钠长石呈 3—4mm 直径的变斑晶， 其内包裹细粒（0.1—0.2mm）早期的石英和微粒（40--50μ）的锆石。褐帘石呈 0.4—0.6mm 的不规则晶粒，正交镜下显示环带结构，并且常具很薄的绿帘石边。钾长石粒度 0.5—1.0mm, 他与斜长石接触晶界常见蠕英石和净边结构（edulcoration border）等交代结构。背散射电子图象显示一些钾长石交代斜长石具有极不规则的界面,化学成分也有变化:($O_{r89}Ab_{10}Ce_1$—$Or_{92}Ab_{7.5}Ce_{0.5}$)。黑云母

*国家重点基础研究发展规划项目（2003CB716501）国家自然科学基金项目（40399142 和 40472036）资助

有明显定向排列, 局部绿泥石化,而一些较细的晶片则已被绿泥石假象替代.

正是由于 K-交代作用强烈,含钾矿物成分很不均匀,以致用激光 Ar/Ar 法定年,技术上遇到很多困难 (贺怀宇,口头告知).

三. 正片麻岩的矿物学

主要矿物的电子探针分析成果如下：

矿物	SiO2	TiO2	ThO2	Al2O3	La2O3	Ce2O3	Nd2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	La/Ce	总和
钾长石	65.21 65.36	——— ---	——— ---	17.68 18.15	——— ------	——— ------	——— ------	------- ----	------ -----	——— ----	BaO 0.01 0.01	0.09 0.12	14.75 14.92	---- ----		99.22 99.52
黑云母	36.32	1.93	-----	15.01	-----	-----	Cr2O3 0.22	23.99	0.75	7.33	-----	----	9.27	0.34		95.16
褐帘石	38.89 36.39 36.17	0.09 ----- -----	0.27 0.97 1.15	24.68 21.79 20.29	0.79 2.79 4.40	1.88 6.30 7.63	2.00 ------	9.15 10.91 10.03	0.76 0.71 0.87	——— ----- -----	19.74 15.09 13.17	0.29 ----- -----	0.11 0.08 -----	0.08 -----	0.42 0.44 0.57	96.65 97.02 95.40
绿帘石	38.85 39.26 38.99 39.37	0.28 0.04	0.03 0.19 0.12	22.65- 22.86 22.76 22.85	0.39 ------ -	0.54 0.37 0.21 0.15	0.41 -----	12.48 12.63 13.27 13.56	0.58 0.29 0.57	——— ----- -----	20.74 20.77 20.90 21.47	0.26 0.40 -----	0.14 -----	0.24 -----	0.72	97.01 96.62 97.48 97.53

Y40 样品中的斜长石是钠长石,成分有变化:核心部分 $Ab_{98.3}An_{1.7}$,边部 $Ab_{97}An_{3.0}$

一般地说，褐帘石是气成热液阶段的矿物， 他标志着超临界热液的存在；褐帘石的成分环带说明结晶条件（T，P，*X*） 的不稳定，是快速隆升的反映。钾长石和斜长石晶界上的交代现象都可说明减压部分熔融过程中局部的物质迁移（mass transfer ）.

根据钻孔岩心薄片的连续观察和比较，褐帘石是退变质榴辉岩或榴辉岩质片麻岩中标志性矿物之一， 是超高压岩石隆升进入中下地壳后，轻稀土元素的储库。在后续的部分熔融中继续保留，其后叠加的绿帘角闪岩相退变质，引发了绿帘石边的构成， 有时，整个被绿帘石所替代。

四． 正片麻岩的成因信息

主孔岩心 100—2000 米连续岩相学观察，揭示了超高压榴辉岩类及有关岩石的退变质的显微结构形迹，反映出退变质作用的过程。整体看， 变质演化可大致分 3 个阶段：

1． 超高压变质的主期阶段（M1）： 2. 早期退变质序列（ M2）： 包括高压榴辉岩相，角闪岩相和钠长绿帘角闪岩相等一系列的变质相的退变质演化。和 3。绿片岩相退变质(M3)。

现有的花岗片麻岩确 有一些是古老花岗质岩石超高压变质产物。但是也有一部分是从中偏酸性的榴辉岩质的片麻岩演变而成，其中，尚可追索出原绿辉石转变为糖粒状钠质斜长石+绿闪石的现象（如主孔 269---270 米 和 488 米） Y40 样品中高钠的斜长石,可能起源于此类片麻岩。

张泽明等最近发表的从柯石英榴辉岩退变到角闪岩相的温度从 816--720℃，压力从 3.1—2.2Gpa, 这一温压范围在 Stern et al., 1975 tonalite 101 熔融曲线上恰位于固相线和液相线之间，正是混合岩化的温压条件。所以， 角闪岩相退变质的过程常伴随以减压部分熔融。 岩心 1130—1600 米集中出现花岗质片麻岩就是减压部分熔融的产物，在 704—1130 米之间的榴辉岩质片麻岩中即已夹数层的花岗质片麻岩，说明了两者间的成生联系。部分熔融与超临界流体密不可分，花岗片麻岩中常见的蠕英石和净变结构，说明了 K-交代作用。 花岗片麻中岩常见褐帘石，多具成分环带。 样品 Y40 黑云二长片麻岩中褐帘石 La/Ce=0.42—0.72.其边部常见狭窄的绿帘石边 ,证明减压部分熔融所成的熔体，水活度很高（据 Stern 1975 实验含水量达 13%）。

CCSD 主孔岩心锆石中保存的超高压矿物包体及其记录的年代信息

刘福来　薛怀民

中国地质科学院地质研究所，国土资源部大陆动力学重点实验室，北京 100037

中国大陆科学钻探主孔 0 ~ 5158 米的岩心主要由榴辉岩、斜长角闪岩、副片麻岩、正片麻岩、超基性岩以及少量片岩所组成（刘福来等, 2005a)。岩相学研究结果表明，榴辉岩的围岩普遍经历了强烈角闪岩相退变质作用的改造，峰期超高压变质的矿物组合已完全被后期退变质过程中角闪岩相矿物组合所代替。采用激光拉曼技术，配备电子探针和阴极发光测试，发现主孔 240 件岩心中有 137 件 (包括榴辉岩、斜长角闪岩、副片麻岩和正片麻岩) 样品的锆石中普遍隐藏以柯石英为代表的超高压矿物包体，且不同岩石类型锆石中所保存的超高压矿物包体组合存在明显差异。在 17 件（含多硅白云母）金红石石英榴辉岩岩心样品中，锆石保存的典型超高压包体矿物组合为柯石英 + 石榴石、柯石英 + 石榴石 + 绿辉石 + 金红石和柯石英 + 多硅白云母 + 磷灰石。17 件黑云绿帘斜长角闪岩锆石中保存的超高压矿物组合为柯石英 + 石榴石 + 绿辉石、柯石英 + 石榴石 + 多硅白云母和柯石英 + 绿辉石 + 金红石，与榴辉岩锆石中所保存的超高压矿物组合十分相似，表明该类斜长角闪岩是由超高压榴辉岩在构造折返过程中退变质而成。在所有 47 件副片麻岩类的锆石中，均发现以柯石英为代表的超高压矿物包体，其中石榴绿帘黑云二长片麻岩锆石保存的超高压包体矿物组合为柯石英 + 多硅白云母和柯石英 + 石榴石等；而石榴黑云角闪钠长片麻岩锆石则保存柯石英 + 硬玉 + 石榴石 + 磷灰石、柯石英 + 硬玉 + 多硅白云母 + 磷灰石和柯石英 + 石榴石 + 磷灰石等超高压矿物包体，表明超高压矿物组合不仅受控于温压条件，而且与寄主岩石成分存在密切的成因关系。在主孔正片麻岩锆石中最难发现超高压矿物包体，在所有 159 件正片麻岩岩心样品中，只有 56 件样品的锆石中保存以柯石英为代表的超高压矿物包体，标志性的超高压矿物为柯石英、柯石英 + 多硅白云母、柯石英 + 蓝晶石 + 磷灰石和柯石英 + 蓝晶石 + 榍石等。0-5158 米岩心锆石中柯石英等超高压矿物包体的连续发现，标志着中国大陆科学钻探主孔并未穿透苏鲁超高压岩片。此外，在南苏鲁东海至临沭一带的地表露头以及一系列卫星孔岩心的锆石中，也普遍发现以柯石英为代表的标志性超高压矿物包体（Liu et al., 2004a)，表明在南苏鲁地区由榴辉岩及其围岩的原岩所组成的巨量陆壳物质（目前观测到方圆>5000 平方公里, 厚度超过 5.1 公里）曾整体发生深俯冲，并经历了超高压变质作用。

SHRIMP U-Pb 定年结果表明，中国大陆科学钻探工程主孔中正片麻岩锆石微区记录了十分复杂的年代学信息。以含角闪石和黑云母二长花岗质片麻岩 (R498, 1325.2 m) 为例，含有低压矿物包体的继承性岩浆结晶锆石的核部所记录的年龄 ($^{206}Pb/^{238}U$ 的年龄) 为 663 ~ 750 Ma，表明原岩锆石曾经历了部分 Pb 丢失以及可能受到后期超高压和退变质热事件的改造，其原岩的形成年龄应大于 750 Ma；含柯石英锆石微区所记录的超高压变质年龄为 226 ~ 230 Ma，加权平均值为 227±2 Ma；而含低压矿物石英和钠长石等包体的锆石边部所记录的退变质年龄为 203 ~ 214 Ma，加权平均值为 209 ±3 Ma (Liu et al., 2004b)。

主孔副片麻岩锆石微区也记录了十分复杂的年代学信息。以绿帘黑云二长片麻岩 (B441, 824.0 m) 为例，含低压矿物继承性碎屑锆石核部的年龄 ($^{206}Pb/^{238}U$ 的年龄) 为 313 ~ 659 Ma，表明原岩继承性碎屑锆石来源的复杂性，暗示副片麻岩的原岩形成时代可能晚于 313 Ma, 属于古生代的碎屑沉积岩；在含柯石英锆石微区记录的超高压变质年龄 ($^{206}Pb/^{238}U$ 的年龄) 为 220 ~ 236 Ma，加权平均值为 227 ± 5 Ma；而锆石晶体边部所记录的退变质年龄 ($^{206}Pb/^{238}U$ 的年龄) 为 209 ~ 219 Ma，加权

平均值为 214 ± 6 Ma (刘福来等, 2005b)。副片麻岩含柯石英锆石微区和锆石边部所记录的年龄信息分别与 CCSD 主孔正片麻岩锆石微区记录的超高压变质年龄 (227 ± 2 Ma) 和角闪岩相退变质年龄 (209 ± 3 Ma) 十分接近，这进一步证明了中国大陆科学钻探工程主孔的新元古代花岗岩和古生代的碎屑沉积岩曾一起发生深俯冲，并经历了新三叠纪的超高压变质作用以及后期与构造折返相伴随的角闪岩相退变质作用的改造。相应的构造折返速率约为 5.0-6.0 km/Ma。

此外，根据锆石阴极发光图象特征以及锆石微区流体包裹体的深入研究 (刘福来等, 2004, Liu et al., 2004c)，流体对锆石的改造规模极其有限，只局限在锆石晶体的边部，通常改造的深度不会超过 5 μm，因此，采用 SHRIMP U-Pb 定年技术，在含柯石英等超高压矿物微区以及含低压矿物的退变边 (宽度大于 25 μm) 仍可获得精确的超高压变质和角闪岩相退变质的年龄数据 (Liu et al., 2004a, b, c)。值得注意的是，如果锆石裂隙发育，流体的改造规模明显增强，该类锆石不适用于 SHRIMP U-Pb 定年研究，即使获得年龄数据也无任何实际意义。

参考文献

1. Liu Fulai, Xu Zhiqin, J. G. Liou. 2004a. Tracing the boundary between UHP and HP metamorphic belts in the southwestern Sulu terrane, eastern China: Evidence from mineral inclusions in zircons from metamorphic rocks. International Geology Review, 46: 409-425。
2. Liu Fulai, Xu Zhiqin, Xue Haimin. 2004b. 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: 411-429。
3. Liu Fulai, Xu Zhiqin. 2004c. Fluid inclusions hidden in coesite-bearing zircons in ultrahigh-pressure metamorphic rocks from southwestern Sulu terrane in eastern China. Chinese Science Bulletin, 49 (4): 396-404。
4. 刘福来，许志琴. 2004. 南苏鲁超高压岩石含柯石英锆石中的流体包裹体. 科学通报，49 (2): 181-189。
5. 刘福来, 许志琴, 薛怀民, 孟繁聪. 2005a. 中国大陆科学钻探主孔 0~4500 米变质岩石锆石中保存的超高压矿物包体. 岩石学报，21（2）：227-292。
6. 刘福来，许志琴，杨经绥，张泽明，薛怀民，孟繁聪，李天福，陈世忠. 2005b. 中国大陆科学钻探工程主孔 2000~3000 米正、副片麻岩的地球化学性质及其成因机制. 岩石学报，21（2）：305-324。

苏鲁造山带起高压变质作用及其 P-T-t 轨迹

张泽明[1)] 张金风[1)] 游振东[2)] 沈昆[3)]
1. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037
2. 中国地质大学（武汉）, 武汉 430074
3. 山东省地质科学研究院，济南 250013

苏鲁造山带的超高压变质岩主要由四种不同原岩的岩石类型组成，即表壳岩、花岗质侵入岩、基性-超基性侵入岩和少量的地幔橄榄岩。表壳岩是副片麻岩、片岩、石英岩、大理岩和榴辉岩的原岩；花岗质侵入岩是造山带核部大面积分布的长英质片麻岩的原岩；基性-超基性侵入岩主要是榴辉岩和少量夹于其中的石榴石橄榄岩的原岩；而地幔橄榄岩起源于俯冲带之上的地幔楔状体。在苏鲁超高压变质带可识别出 8 期变质作用，从早到晚它们是：绿帘角闪岩相进变质，超高压变质峰期，柯石英榴辉岩相退变质，石英榴辉岩相退变质，麻粒岩相退变质，角闪岩相退变质，绿帘角闪岩相和绿片岩相退变质。上述 8 期变质作用的温、压条件分别是： 500~600 °C 和 1.0~1.2 Gpa，1000~1100 °C 和 6~7 Gpa，700~820 °C 和 3.0~4.0 Gpa，720~800 °C 和 2.2~2.7 Gpa，580~670 °C 和 0.9~1.1 Gpa，400~500 °C 和 0.5 Gpa， 300~400 °C 和 0.2~0.3 Gpa。基于超高压变质矿物的成因研究，特别是锆石的生长环带与蚀变作用分析，本文认为超高压峰期变质作用是在 240~250 Ma，柯石英榴辉岩相退变质时间为 220~230 Ma，而麻粒岩相（或角闪岩相）、绿帘角闪岩相和绿片岩相退变质作用分别发生在 210 Ma，200 Ma 和 190 Ma。超高压变质岩的折返过程可分成三个阶段：第一阶段超高压变质岩从 200 km 快速折返 100 km 深度，抬升速率为 5 km/Ma，冷却速率为 10 °C /Ma；第二阶段超高压变质岩从 100 km 快速抬升到约 30 km，抬升速率为 4 km/Ma。第三阶段为缓慢降压和快速降温过程，抬升速率为 1 km/Ma，冷却速率可达 20 °C /Ma。

苏鲁造山带超高压榴辉岩-片麻岩原岩性质与元素活动性研究

赵子福　郑永飞　陈斌　吴元保　黄杰
中国科学院壳幔物质与环境重点实验室，中国科学技术大学地球和空间科学学院，合肥 230026
(zfzhao@ustc.edu.cn)

高级变质岩的元素和同位素组成被广泛用于确定其原岩性质及其形成的大地构造背景，其中一个重要的前提是这些元素和同位素体系反映的是原岩特征而没有受到变质扰动。前人大量的研究表明，变质作用特别是高级变质作用大多不是等化学过程，某些流体活动性元素的含量会出现明显变化。蚀变的洋壳玄武岩及其上覆沉积物在俯冲至榴辉岩相的过程中，会释放出大量的富水流体。伴随着流体的释放，俯冲洋壳丢失了大量的流体活动性元素例如 Sr、K、Rb、Ba 和 U 等(Arculus et al., 1999; Becker et al., 2000; Scambelluri et al., 2001; John et al., 2004)。这些富含不相容元素的流体交代上覆地幔楔形成岛弧岩浆岩。与此相反，近年来类似的研究表明俯冲洋壳在高压到榴辉岩相变质作用过程中并没有明显的微量元素丢失(Chalot-Prat et al., 2003; Spandler et al., 2003, 2004; Volkova et al., 2004)，指示俯冲带进变质作用过程中流体释放和微量元素丢失之间存在脱耦现象。

大陆俯冲带变质作用过程中的矿物岩石学变化已经得到了充分的研究，发现 Sm-Nd 和 Rb-Sr 矿物等时线定年结果的有效性与有关元素之间热力学平衡的达到和保存密切相关(Zheng et al., 2002, 2003a; Xie et al., 2004)。稳定同位素和流体包裹体研究证明，超高压变质过程中只存在非常有限的流体活动(Fu et al., 2001; Zheng et al., 2003b)。就俯冲带变质过程来说，可以分为流体活动性元素(fluid-mobile elements)和流体不活动性元素(fluid-immobile elements)两类。大陆俯冲带变质作用对元素活动性的影响，无论是大小还是有无，都是一个令人十分感兴趣的科学问题，但目前尚未见地球化学数据报道。我们通过对中国大陆科学钻探(CCSD)工程主孔两段榴辉岩与片麻岩互层的岩心样品(I: 734.21 ~ 737.16m 和 II: 929.67 ~ 932.86m)分别进行主要元素和微量元素以及 Sr-Nd-O 同位素分析，对此进行了初步探索。

Sr-Nd-O 同位素分析发现，两段岩心之间的榴辉岩和片麻岩存在明显差异。第一段岩心中的榴辉岩和片麻岩具有相对高的$\delta^{18}O$ 值(石榴石：–2.7 ~ 1.7‰)和$\varepsilon_{Nd}(t)$ 值(–4.2 ~ 0.5)以及年轻的 Nd 模式年龄(1.39 ~ 1.77Ga)，而第二段岩心中的榴辉岩和片麻岩具有负的$\delta^{18}O$ 值(石榴石：–4.5 ~ –3.6‰)和相对较低的$\varepsilon_{Nd}(t)$值(–9.3 ~ –7.4)以及古老的 Nd 模式年龄(2.03 ~ 2.18Ga)。这表明它们的原岩为两种不同类型的双峰式岩浆岩，其中第一种类型的双峰式岩浆岩含有更多的亏损地幔组分，可能为经历过高温大气降水热液蚀变的年轻地壳在裂谷构造背景下重熔的产物；而第二种类型的双峰式岩浆岩可能为遭受过高温大气降水热液蚀变的古老地壳基底深部部分熔融的产物。无论哪种类型，大别－苏鲁造山带超高压变火成岩的原岩都是中新元古代华南陆块北缘裂谷构造带双峰式岩浆活动的产物(Zheng et al., 2004)。

根据微量元素特征，第二段岩心中的榴辉岩可以分为两组。第一组榴辉岩富集活动性元素(K, Ba, Rb, U, Th)但亏损不活动性元素(如, Nb 和 Ta)，与所有片麻岩类似；而第二组榴辉岩表现出明显的 K, Ba, Rb 亏损以及 Nb 和 Ta 正异常。尽管如此，所有榴辉岩主量和微量元素(如，CaO, TiO_2, Fe_2O_3, MgO, K_2O, Rb, Ba and Zr)与 SiO_2 之间具有较好的相关性，这种变化趋势被解释为与岩浆作用过程如部分熔融程度、结晶分异和/或同化混染有关。因此，活动和不活动元素都保存了其原岩组分的特征，没有明显受到陆壳俯冲变质作用的影响，指示了限制的变质流体效应。

参考文献

Arculus R.J., Lapierre H., Jaillard E., 1999. Geochemical window into subduction and accretion processes; Raspas

metamorphic complexm Ecuador. Geology, 27: 547-550.

Becker H., Jochum K.P., Carlson R.W., 2000. Trace element fractionation during dehydration of eclogites from high-pressure terranes and the implications for element fluxes in subduction zones. Chem. Geol., 163: 65-99.

Chalot-Prat, F., Ganne, J., Lombard, A., 2003. No significant element transfer from the oceanic plate to the mantle wedge during subduction and exhumation of the Tethys lithosphere (Western Alps). Lithos 69, 69-103.

Fu B., Touret J.L.R. and Zheng Y.-F., 2001. Fluid inclusions in coesite-bearing eclogites and jadeite quartzite at Shuanghe, Dabie Shan, China. J. Metamor. Geol., 19, 529-545.

John T., Scherer E.E., Haase K. and Schenk V., 2004. Trace element fractionation during fluid-induced eclogititation in a subducting slab: trace element and Lu-Hf-Sm-Nd isotope systematics. Earth Planet. Sci. Lett., 227, 441-456.

Scambelluri M., Bottazzi P., Trommsdirff V., Vannucci R., Hermann J., Gomez-Pugnaire M.T. and Vizcaino V.L.-S., 2001. Incompatible element-rich fluids released by antigorite breakdown in deeply subducted mantle. Earth Planet. Sci. Lett., 192, 457-470.

Spandler, C., Hermann, J., Arculus, R., Mavrogenes, J., 2003. Redistribution of trace elements during prograde metamorphism from lawsonite blueschist to eclogite facies: implications for deep sunduction-zone processes. Contrib. Mineral. Petrol. 146, 205-222.

Spandler, C., Hermann, J., Arculus, R., Mavrogenes, J., 2004. Geochemical heterogeneity and element mobility in deeply subducted oceanic crust: insights from high-pressure mafic rocks from New Caledonia. Chem. Geol. 206, 21-42.

Volkova N.I., Frenkel A.E., Budanov V.I., Lepezin G.G., 2004. Geochemical signatures for eclogite protolith from the Maksyutov Complex, South Urals. J. Asian Earth Sci., 23, 745-759.

Xie Z., Zheng Y.-F., Jahn B.-m., Ballevre M., Chen J.-F., Gautier P., Gao T.S., Gong B., Zhou J.B., 2004. Sm-Nd and Rb-Sr dating for pyroxene-garnetite from North Dabie in east-central China: Problem of isotope disequilibrium due to retrograde metamorphism. Chem. Geol., 206, 137-158.

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. Geochim. Cosmochim. Acta, 66, 625-634.

Zheng, Y.-F., Zhao, Z.F., Li, S.G., Gong, B., 2003a. Oxygen isotope equilibrium ultrahigh-pressure metamorphic minerals and its constraints on Sm-Nd and Rb-Sr chronometers. In: Vance, D., Muller, W., and Villa, I (eds.), Geochronology: Linking the Isotope Record with Petrology and Textures. Geological Society Special Publications, 220, 93-117.

Zheng Y.-F., Fu B., Gong B. and Li L., 2003b. Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogen in China: Implications for geodynamics and fluid regime. Earth Sci. Rev., 62, 105-161.

Zheng Y.-F., Wu Y.-B., Chen F.-K., Gong B., Li L. and Zhao Z.-F., 2004. Zircon U-Pb and oxygen isotope evidence for a large-scale ^{18}O depletion event in igneous rocks during the Neoproterozoic. Geochim. Cosmochim. Acta, 68, 4145-4165.

青藏高原北部早古生代地体拼合、碰撞造山及超高压变质带产出的条件

许志琴　　杨经绥　李海兵　　戚学祥　　曾令森

（中国地质科学院地质研究所，国土资源部大陆动力学实验室）

“多地体-多岛弧群”为青藏高原北部早古生代复合地体的基本组构特征。复合地体由祁连地体、柴达木地体、东昆北地体、东昆南地体和阿尔金地体等拼合而成，地体边界包括由蛇绿岩、混杂堆积、高压-超高压变质带等组合的俯冲杂岩带以及火山岛弧带、弧前增生楔及弧后盆地构成的活动陆缘增生带。自北向南有早古生代形成的北祁连俯冲杂岩带和北祁连活动陆缘增生带，中祁连俯冲杂岩带和活动陆缘增生带、柴北缘俯冲杂岩带和活动陆缘增生带，祁漫塔格俯冲杂岩带和活动陆缘增生带，昆中俯冲杂岩带和活动陆缘增生带，北阿尔金俯冲杂岩带和活动陆缘增生带，南阿尔金俯冲杂岩带和活动陆缘增生带等组成。根据阿尔金走滑断裂两侧的祁连地体与阿尔金地体以及地体南北侧边界的组成与形成时代的详细对比，特别是北祁连-北阿尔金高压变质带和柴北缘-南阿尔金超高压变质带的对比，表明阿尔金山为祁连山的西延部分，阿尔金走滑糜棱岩带的年龄 240-220Ma，断裂被认为是在印支期形成（李海兵等，2000）。

同位素年代学研究表明，位于北祁连边界的蛇绿岩辉长岩锆石 SHRIMP 年龄 550+/-17Ma（史仁登等，），高压榴辉岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年的 463 ±6Ma 和 468 ±13 Ma（宋述光等，2004）与蓝片岩形成的时代 480-460 Ma（39Ar-40Ar 法）（许志琴等，1994；张建新等，1995）相似，北祁连火山岛弧形成于 486-438Ma（ Zhiqin, Xu，et. al., 2000），弧后扩张脊型的海相火山岩形成时代为 469-454Ma（夏林圻等，2001）；位于柴北缘边界蛇绿岩中岛弧拉斑玄武岩的锆石 LAICP-MS 法 U-Pb 年龄约 514.2 ±8.5 Ma (史仁灯等，2004)，辉长岩中锆石 U-Pb 同位素年龄 496.3±6.3Ma（袁桂邦等，2002），岛弧火山岩的锆石 U-Pb 年龄为 486±13Ma（李怀坤等,1999）及 495-440Ma， 与火山岩伴随的钙碱系列的 I 型花岗岩的锆石 SHRIMP 年龄是 496±7.6—445±15.3Ma(吴才来等,2001)，超高压变质峰期时代为 495-440Ma，折返时代为 440-400Ma （杨经绥等，2001）；昆中的清水泉的橄榄岩为岛弧蛇绿岩，属于岛弧玄武岩类型的与清水泉橄榄岩共生的辉石岩的形成年龄为 530+/-26Ma 和 518+/-36Ma（U-Pb， 杨经绥等，1997），万宝沟基性熔岩为洋岛型玄武岩，代表玄武岩形成时代的 Rb-Sr 等时线年龄为 684+/-54 Ma（陈文，1997）。

新的测年结果表明代表始特提斯洋盆的蛇绿岩形成时代为 680-500Ma（ 晚元古代-寒武纪），洋盆俯冲时限及活动陆缘增生带的生成时间大约为 500-440Ma。古地磁和最新的全球大陆复原资料表明（C.R.Scotese，1997；Gradstein et al., 2004），在 550Ma 前位于南半球的冈瓦纳大陆、西伯利亚陆块、北美陆块和波罗的陆块之间存在始特提斯洋，北中国陆块、南中国陆块和其它一系列小陆块一起，构成位于冈瓦纳大陆澳大利亚的北缘、始特提斯洋南侧的多陆块群（图 2）。青藏北部的早古生代“多地体-多岛弧群”的基本组构格局说明它们曾位于始特提斯洋南侧和冈瓦纳大陆北侧的“多陆块群-多火山岛弧群”的组成成员。始特提斯洋盆对多地体-多岛弧群的俯冲作用形成类似“中亚型”俯冲加积增生山链。500-440Ma 期间始特提斯洋盆俯冲到北中国板块之下 30km,形成北祁连高压变质带，480-460Ma 俯冲到祁连地体之下 100 km, 形成柴北缘超高压变质带。400-410Ma 期间上述诸地体通过弧-弧、弧-陆和陆-陆碰撞而拼合，并与北中国陆块、南中国陆块和塔里木陆块等一起组成形成位于冈瓦纳大陆北缘的“早古生代古中国拼合体”。与此同时，俯冲板片上部的加积增生的陆壳卷入早古生代碰撞造山的强烈变形之中，大量花岗岩侵位及晚泥盆世磨拉石盆地的形成。

根据沿阿尔金断裂早古生代蛇绿岩残片的分布，以及横穿阿尔金山的地震层析剖面所揭示的可能代表早古生代洋壳板片的地震高速体沿断裂插入阿尔金下 150km 的地球物理证据，推测阿尔金断裂可能为早古生代的转换带，祁连和阿尔金地体高压-超高压变质带位于“阿尔金地体—阿尔金转换带-祁连地体”所构成的呈弧拐弯的“古构造结”部位，古构造结部位地体相互作用的高强应力导致了高压-超高压变质带的形成与折返，与阿尔卑斯和喜玛拉雅西构造结伴随超高压变质带产出的情况十分相似。

大别山-苏鲁造山带中的褶皱－逆冲构造及其构造演化

李三忠[1, 2*] 刘晓春[3] 张国伟[4] 王璐[1, 2] Tim Kusky[5] 钱存超[6]
1. 中国海洋大学海洋地球科学学院，青岛，266003;
2. 中国海洋大学海底资源与探测技术省重点实验室，青岛，266003;
3. 中国地质科学院地质力学研究所，北京 100081;
4. 西北大学地质学系，西安，710069;
5. Department of Earth and Atmospheric Sciences, St Louis University, St Louis, USA;
6. 安徽地质调查院，合肥，230001

中国东部大陆基本上是由南、北分布的扬子与华北两大陆块和夹于其间的秦岭微陆块沿两条缝合线拼合而成的。其碰撞作用形成了横亘中国中部的秦岭—大别－苏鲁造山带。大别山－苏鲁造山带处于中国中央造山带的东端，是世界上最大的超高压变质带，也是华北板块和扬子板块之间的碰撞造山带。通过近 20 年来的研究，基本确定了大别山－苏鲁造山带的组成及其岩石构造框架,即大别－苏鲁造山带主体由原岩性质不同的各类变质岩岩片和岩块组成。我们近七年来，通过对西大别、东大别、苏鲁不同段落的造山带中区域性褶皱－逆冲构造的系统野外调查，结果表明各段区域性褶皱都可以分为三幕。第一幕区域性褶皱表现为残留的角闪岩相片内褶皱，在斜长角闪岩透镜体中多见，宏观规律不明。这里我们将榴辉岩透镜体中的超高压相小褶皱和变形认为是区域性第一幕变形前的变形，可能包括两幕。第一幕区域性变形发生了强烈置换，使得大别－苏鲁造山带形成了由一系列岩片构成的堆叠体。第二幕区域性褶皱表现为露头尺度的小褶皱到造山带尺度的紧闭同斜褶皱；恢复构造变位后，其原始不对称性一致指向南东运动，轴向为 NE 走向，轴面为折劈理，折劈理主体产状北西倾，局部强烈置换成片理化带（复合片理或第二期片理）。第三幕区域性褶皱各段皆为以片理或折劈理为变形面的宽缓褶皱，轴迹走向北西西。韧性剪切带为非透入性构造，分早晚两期。早期为韧性逆冲，恢复变位后的结果表明，其运动学标志指示向南东方向逆冲，错切第二幕褶皱，反映这些脆韧性逆冲断层多数为第二幕大型褶皱翼部的次级逆冲断层；晚期为韧性滑脱带，其发育仅局限于造山带内几个岩性差异较大的接触带，带内伸展型折劈理发育，并对挤压构造样式有重要的改造作用，但与此同时，造山带前陆盆地仍处于收缩前缘。结合大量同位素年代学成果，秦岭－大别－苏鲁造山带构造演化总体上表现出东部先碰撞，沿北部俯冲带（商丹带）发生深俯冲和超高压变质；之后逐步向西剪刀式拼合，东部超高压等深部岩片发生垂向挤出，并构造就位于中下部地壳层次，发生区域性强烈置换，形成区域性条带或片麻理；随后，勉略带的俯冲收缩，进一步导致这些岩片发生第二幕紧闭同斜褶皱和随后的韧性逆冲，此后两个陆块拼贴在一起，北西－南东向收缩应变达到极限，受区域大构造格局影响，第三幕变形转而变为北东－南西向收缩，导致超高压带岩片组合发生第三幕北西西轴向的宽缓褶皱，局部滑脱和向东的侧向挤出。

*注：国家自然科学基金（40472098）和中国地质调查局国土资源大调查项目（200013000169）联合资助
作者简介：李三忠，男，1968 年生，博士，中国海洋大学教授，博导，从事构造地质学、岩石学及海洋地质学的教学和研究工作。通讯地址：266003，青岛市鱼山路 5 号，中国海洋大学；电话：0532－82031971（办）；E-mail：sanzhong@mail.ouc.edu.cn

从绿帘角闪岩到超高压榴辉岩的前进变质作用

洪吉安

（中国科学技术大学地球与空间科学学院，合肥 230026）

Mørk(1985,1986)在研究挪威 West Gneiss Region 的榴辉岩时，曾生动的演绎了从辉长岩到榴辉岩的前进变质动力学，发现开始的榴辉岩化是通过原始矿物内部的局域反应（domain reaction）和矿物边缘的冠状体反应（corona reaction）来实现的， 且矿物内部的局域反应是从针状核化开始的（Rubie，1990）。

在南大别超高压带中一个露头上的样品较好的展示了从绿帘角闪岩到含柯石英超高压榴辉岩的前进变质过程。结果表明，超高压榴辉岩的原岩是绿帘角闪岩，且角闪石为蓝闪石。在前进变质过程中，榴辉岩化反应发生在原岩矿物内部，绿帘石和蓝闪石都是从内部被细小的颗粒状的榴辉岩相矿物所蚕食，在矿物边缘没有冠状体形成。蓝闪石内部首先出现的是石榴石、接着是蓝晶石及很少量的绿辉石、斜黝帘石。绿帘石内部首先出现的取代矿物主要是绿辉石及少量的石榴石，随着榴辉岩化程度增加，石榴石的量增加，并会出现（柯）石英以及蓝晶石、滑石。白云母和蓝晶石是两种主要的过渡矿物，且白云母会被蓝晶石所取代，而蓝晶石又会被绿辉石所替换。而且，残留矿物角闪石的化学组成会发生改变，与原来的成分不同。石榴石、绿辉石的化学组成会在同一岩石内部、不同岩石之间均会存在化学组成的明显变化。

在前进变质过程中角闪石的变化方向：

Amp→Tlc + Grt + Coe（柯石英）

Amp→ Ky + Grt

Amp →Omp + Grt + Ky +Tlc +Qtz

绿帘石在前进变质过程中的可能的变化方向：

Epi → Omp + Grt + Qtz +Rut

Epi → Tlc + Grt + Qtz + Rut

云母的变化方向为：**Mus → Ky**

Mus → Omp

蓝晶石的变化方向：**Ky → Omp**

从绿帘角闪岩到超高压榴辉岩，是从由含水矿物组成的岩石到由无水矿物组成的岩石的转变，前进变质程度增加，所释放的自由流体增加。所以，这个连续的前进变质系列岩石将会为研究大陆深俯冲过程中的流体作用提供极好的样品平台。同时，在讨论变质岩的 P－T 条件的时候，需要用动力学观点来看到整个体系。

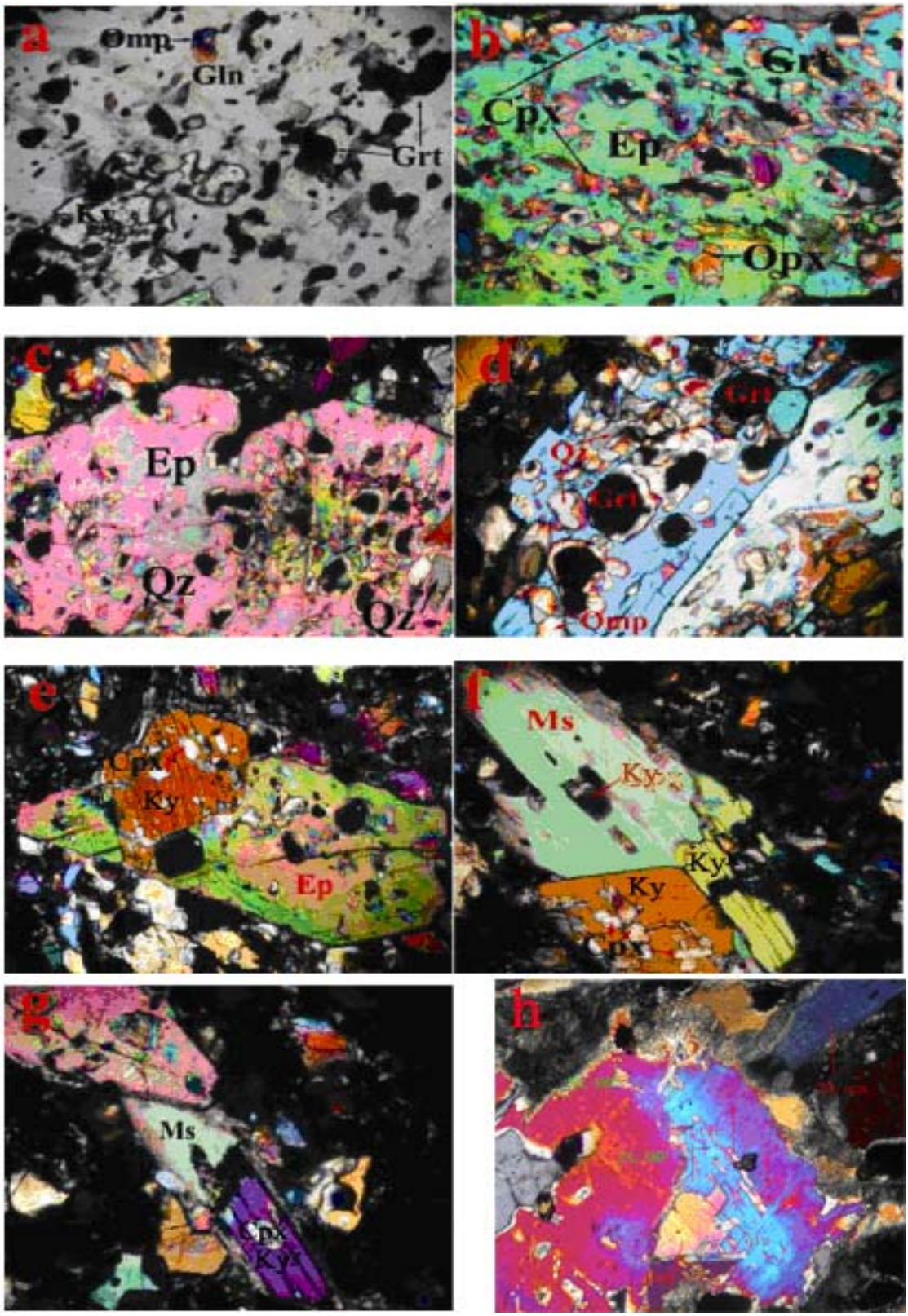


图 1. 岩相显微照片显示绿帘角闪岩的前进变质反应 a)蓝闪石粒内主要由石榴石和少量蓝晶石取代；b)绿帘石粒内主要由绿辉石和少量石榴石取代；c)和 d)绿帘石的取代矿物除石榴石量的增加外，还增加了石英和蓝晶石；e)绿帘石被蓝晶石所切割（取代）并且蓝晶石内部又被绿辉石所取代； f)和 g)多硅白云母被蓝晶石所取代，而后者又被绿辉石所取代；h)角闪石沿解理方向变为滑石和石英。

大别山超高压榴辉岩中的水

盛英明[1] 夏群科[1] 郝艳涛[1] 王汝成[2] 陈小明[2]

1. 中国科学院壳幔物质与环境实验室 中国科学技术大学地球和空间科学学院 合肥 230026

2. 南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室 南京 210093

中国的大别山作为世界上最大的超高压变质带，已吸引了众多地质学家的关注。自夏群科等(2000)和章军锋等(2000)开始了对大别山超高压变质岩中石榴石、绿辉石等“名义上无水矿物”(nominally anhydrous minerals, 简为 NAMs)的结构水研究以来，迄今为止已展开了一系列的工作(Su et al., 2002, 2004; Zhang et al., 2004; 陈斌等, 2004; 盛英明等, 2004a, b; 盛英明等, 2005; 夏群科, 2005; 章军峰等, 2005)，是 NAMs 中结构水研究成果最丰富的超高压变质带。现已查明，与世界其它地区超高压变质岩带相似(Katayama and Nakashima, 2003; Langer et al., 1993; Rossman et al., 1989, 1990)，大别山超高压变质岩中的主要矿物石榴石、单斜辉石等 NAMs 都可以含有微量/少量水，主要以 OH 的形式存在于矿物缺陷中。尽管相对于含水矿物来说，这些 NAMs 中的水含量(表示为 H_2O wt., 下同)要低的多(几十至几千 ppm)，但由于它们是大陆深俯冲形成的超高压岩石的主要物相，所以它们所携带的结构水可能是地表水进入深部地球的最重要途径。 因此，对 NAMs 中结构水的观察就成为了大别山超高压变质流体研究的重要内容之一。

观察 NAMs 中的水在不同尺度上的分布特征还可以为了解大陆板块俯冲－折返的动力学过程提供新的制约。盛英明等(2004a, 2005)在观察到大别山碧溪岭等地超高压榴辉岩中石榴石的高水含量(~2000ppm)的同时，还发现了水含量在不同尺度(薄片尺度和露头尺度)上的不均一分布，这种不均一性被认为是板块快速俯冲和折返的反映；盛英明等(2004b)通过对比碧溪岭超高压榴辉岩和大别山黄镇低温榴辉岩中绿辉石的水含量的差异，分析了两地榴辉岩原岩性质的不同和经历的水－岩交换方式的差异。Su et al (2004)发现了大别山硬玉石英岩中硬玉的结构水含量存在颗粒尺度的核高边低的分布特征，认为颗粒边部的低水含量是抬升过程中 H 的扩散所致，并推测 NAMs 中 H 的扩散可能构成了早期退变质流体的重要来源。

本文报道大别山双河地区 6 个超高压榴辉岩中石榴石和绿辉石详细的显微傅立叶变换红外光谱(Micro-FTIR)观察结果，分析了 H 的赋存形式、结构水的含量以及分布特征，据此讨论了超高压榴辉岩的含水性以及可能的地球动力学意义。

对大别山双河地区超高压榴辉岩中的石榴石和绿辉石进行了详细的微区傅立叶变换红外光谱(Micro-FTIR)分析。FTIR 结果显示所有石榴石和绿辉石颗粒都含有结构水，以 OH 的形式存在，其含量范围分别为 30-1860 ppm(H_20 wt.)和 360-620 ppm。榴辉岩全岩水含量为 300-750 ppm，表明即使是在超高压变质作用的温压条件下，榴辉岩也可以至少携带数百 ppm 的水进入深部地球。对石榴石颗粒内部的多点观察发现，结构水含量的分布出现两种情况：(1) 颗粒内部的均一分布；(2) 核部水含量高而边部低。石榴石颗粒边部的低水含量可能是抬升过程中由于压力降低引起的 H 扩散所致，扩散出来的 H 可能构成了早期退变质流体的重要来源。对于同一样品来说，结构水含量在绿辉石和石榴石之间的比值为 0.5-3.5。

关键词：石榴石 绿辉石 榴辉岩 结构水 双河 大别山

柴北缘高压变质泥砂质岩石中石榴石的地球化学特点及其岩石成因意义

王惠初　李怀坤　陆松年 辛后田
天津地质矿产研究所，天津，300170

研究样品采自柴达木盆地北缘绿梁山地区，该地区发育一套含榴辉岩的高压－超高压变质岩系，属于柴北缘早古生代高压－超高压变质构造带的一部分。在绿梁山地区的高压－超高压变质带主要由白云母花岗片麻岩和以石榴白云母片岩、石英片岩为主夹大理岩的变质表壳岩组成，变质表壳岩被花岗片麻岩穿插或包裹。榴辉岩既可以呈大小不一的透镜状产于白云母花岗片麻岩中，也可以呈透镜状或似层状与等表壳岩共生。

研究样品（99P1b4）岩性为含蓝晶石榴白云母石英片岩，岩石中含有较多榴辉岩透镜体。该泥质片岩样品主要矿物成分为蓝晶石、石榴石、多硅白云母、石英，微量金红石、钛铁矿等。石榴石作为变斑晶出现，颗粒粗大 7~15mm。石榴石内部往往含有石英和蓝晶石包体。供研究的石榴石呈不规则透镜状，长轴达 1.3cm，电子探针测试结果显示其内部展示了良好的生长环带（图 1），从核部到边部可以划分为 4 个带，分别为核（core）、内幔（mantle 1）、外幔（mantle 2）和壳（Crust）。石榴石核部（core）本身直径达 0.5cm 核部成分均匀，从中心到边缘石榴石成分变化不大，可以认为是扩散均一化的结果，推测其温度峰值在 650℃以上。但从内幔到外壳，锰铝榴石含量具有递减趋势，显示了一个升温过程，而铁铝榴石和钙铝榴石含量变化较大，并在核部与内幔（mantle 1）之间出现突变跳跃（Gross：5.38%→26.14%），这种现象可能有两种解释：（1）核部与内幔分别是一次变质作用过程中不同阶段的产物；（2）核部和内幔是两次变质作用的结果。成分上的突变跳跃显示温压条件发生了显著变化，不大可能是连续变质作用的产物，之间可能存在变质作用间断，在目前无法定年的情况下，尚难以判定间断的长短和性质。

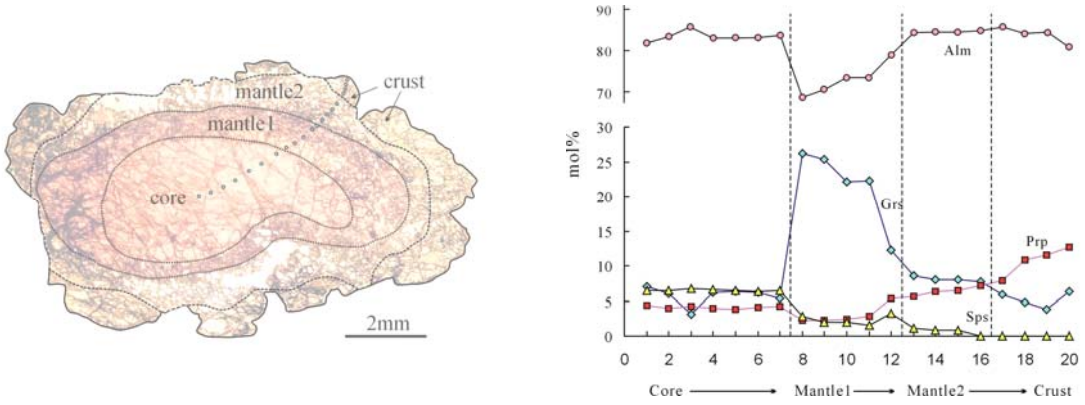


图 1　蓝晶石榴白云母石英片岩中石榴石的成分剖面（99P$_1$b4）

内幔钙铝榴石的突然增高，推测是高压变质作用的开始，由于岩石中的矿物组合只有石英+蓝晶石+石榴石+多硅白云母+金红石，未发现其它富钙矿物相，推测钙铝榴石含量的显著增高可能是斜长石等含钙矿物分解出的 Ca 进入了钙铝榴石，可能的变质反应是：钙长石→钙铝榴石＋蓝晶石＋石英，其压力条件应在 1.2GPa 以上。Mantle 1、mantle 2 和 crust 则是一个连续的变质过程，钙铝榴石和锰铝榴石含量减少，镁铝榴石和铁铝榴石升高，石榴石的 Fe/Mg 比值逐渐降低，温度不断升高，最边部受到了后期退化变质作用或扩散作用的影响。石榴石内部的外幔带（mantle2）中含大量石英包体，且包体定向性较强，石榴石中的蓝晶石包体也是出现在该带，应是高压的峰期阶段。

对同一颗石榴石在西北大学进行 LA-ICP-MS 测试显示，其内部稀土元素含量及分布型式也有明显的分带性（图 2），主要特点如下：（1）核部稀土含量最高，HREE 强烈富集，Lu 等元素最高可达球粒陨石的 1000 倍，并有明显的 δEu 负异常（图 3），这可能表明核部石榴石形成时与斜长石共生，推测其它共生矿物主要是稀土含量较低的黑云母、白云母和石英等。（2）中部（mantle-1）稀土总量最低，稀土含量和分布型式与多数榴辉岩中的石榴石较为接近，MREE 弱富集，HREE 与核部的稀土比较出现反向分馏，Yb、Lu 等元素低数百至上千倍（图 4）。（3）石榴石（外壳和外幔）外部 MREE 较强富集，Yb、Lu 等元素含量进一步降低（图 5）。（4）LREE 强烈亏损，多数测点未能检出，为数不多的几个检出轻稀土的测点显示出 δCe 负异常，与岩石的原岩为表壳岩相一致。（5）石榴石的中部和外部，稀土曲线的铕异常不明显，推测与岩石遭受高压变质作用斜长石消失有关，稀土曲线出现 MREE 上隆可能是高压变质作用过程中富轻稀土贫重稀土流体的加入造成（Hoal 等,1994），这些流体来自于洋壳俯冲过程中洋壳物质脱水产生。

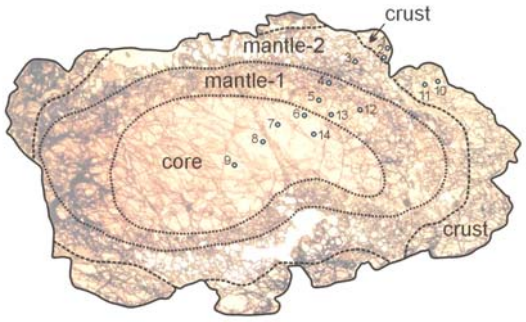


图 2 样品的 LA-ICP-MS 测点位置

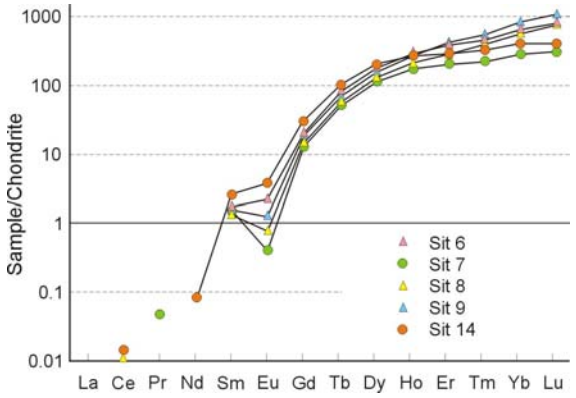


图 3 石榴石核部（core）的稀土曲线

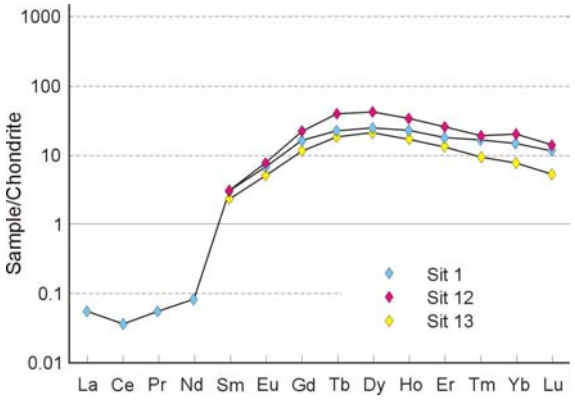


图 4 石榴石内幔（mantle-1）的稀土曲线

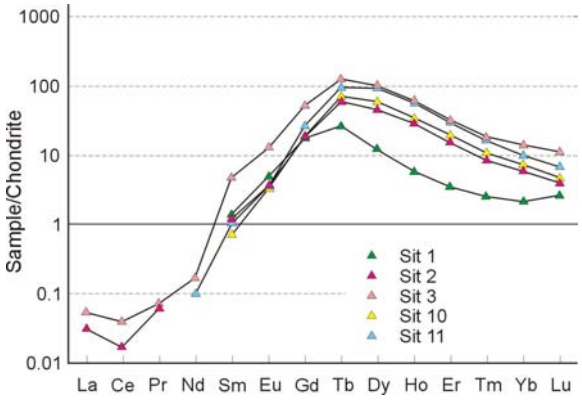


图 5 石榴石边部（Crust & mantle-2）的稀土曲线

以上初步研究显示，石榴石样品的主元素与稀土元素反映了类似的地质过程，即石榴石从内幔（mantle-1）开始进入了高压变质阶段，内核究竟是先期变质作用形成还是高压变质作用之前阶段形成尚需进一步研究。

Hoal K E O., Hoal B G., Erkland A J., Shimizu N., 1994. Metasomatism of the mantle lithosphere recorded by rare earth elements in garnets. EPSL. 126,303-313.

大陆深俯冲过程中水的循环：“名义上无水矿物”的信息

夏群科 盛英明

中国科技大学地球和空间科学学院，地球物质循环实验室，合肥 230026

大陆深俯冲形成的超高压变质岩中主要构成矿物是一些“名义上无水矿物”(NAMs)，如石榴石、绿辉石、柯石英/石英、金红石等。它们中的微量/少量结构水不仅是将地表水携带至地球深部的有效载体，而且可能是早期退变质流体的重要来源。对这些NAMs中的水含量及其分布特性的观察正在成为超高压变质流体研究领域中新的热点。

1. 石榴石和绿辉石中的结构水和UHP榴辉岩的含水性

对大别山典型产地(南大别的碧溪岭、双河、五庙、毛屋、新店和黄镇，北大别的百丈岩和黄尾河)的榴辉岩中的石榴石和绿辉石进行了较为详细的傅立叶变换红外光谱(FTIR)观察和配套的电子探针分析。石榴石和绿辉石中都含有一定量的结构水，以OH^-的形式赋存。石榴石中的水含量(H_2O wt.)多在200-1000ppm, 可高至2400ppm；绿辉石中的水含量相对高一些，多>400ppm，可高至3000ppm。从水含量和矿物含量计算的结果表明，碧溪岭和双河UHP榴辉岩的水含量多在300-1000 ppm之间。很明显，这样的高水含量岩石进入地幔，不仅形成一个富水的区域，还将显著改变其周围地幔的物理性质，如粘度、电导率、地震波速、熔融温度等。

2. 水含量不均一性的尺度及其动力学意义

碧溪岭的石榴石和双河的石榴石和绿辉石都表现出小尺度(同一样品不同颗粒间以及不同样品之间)的不均一性。这表明：(1) 俯冲之间原岩所经历的水-岩相互作用可能是隧道式而不是弥散式的，原岩可能是基性侵入岩；(2) 超高压变质过程中自由流体的活动范围是有限的，因为大规模的流体活动将会抹去不均一性；(2) 板块的俯冲和折返都是十分快速的，否则的话，即使自由流体的影响很小，水含量也将会由于H的扩散而达到均一化。

黄镇低温榴辉岩中的绿辉石表现出相对较大尺度(>3km)的水含量的均一性，这表明俯冲之间原岩所经历的水-岩相互作用可能是弥散式而不是隧道式的，原岩可能是基性火山岩而不是侵入岩。

3. 绿辉石的氢同位素组成

碧溪岭和双河榴辉岩中绿辉石的 δD 为-68‰~-110‰，δD 与 H_2O 之间没有相关性，指示了氢同位素组成的原始特征。低至-110‰的 δD 值和低 $\delta^{18}O$ 值是耦合的，表明了原岩所经历的水-岩作用。和水含量的特征类似，δD 值也表现出不同样品之间的不均一性。

4. 目前存在的主要科学问题

(1) NAMs中水的溶解度及其影响因素是什么？

(2) 折返过程中水含量是如何变化的？对同折返岩浆活动的贡献如何？

(3) 断离进入地幔的含水UHP岩石对于周围地幔的影响如何示踪？

(4) 退变质过程中外来流体如何影响矿物中的水？

(5) 变质变形过程如何影响原始的水分布特征？

(6) 水含量变化的同时氢同位素是如何变化的？

地幔岩中的超高压矿物和异常矿物

杨经绥 白文吉 方青松 李天福 张仲明
国土资源部大陆动力学重点实验室，中国地质科学院地质研究所 北京 100037

西藏雅鲁藏布江蛇绿岩是喜马拉雅特提斯洋壳和地幔的残余，呈近 EW 向断续延伸约 2000 km。带中发育较为完整的蛇绿岩层序，蛇绿岩有洋中脊型（MOR）和俯冲带型（SSZ），代表中白垩世喜马拉雅特提斯海的最后闭合带，被认为是中生代冈瓦那板块裂解再拼合的一条缝合带。该蛇绿岩带的罗布莎岩块中产有我国目前最大的铬铁矿床（矿石储量约 500 万吨）。西藏罗布莎蛇绿岩铬铁矿中已发现由自然元素矿物、氧化物、合金、硫（砷）化物、碳化物和硅酸盐等 70-80 种矿物组成的异常地幔矿物群。其中已识别出的超高压矿物有， 金刚石、柯石英、蓝晶石、Si-金红石、Si-尖晶石，以及特殊成分和结构的矿物，如八面体假象蛇纹石、自然钨、（FeO，Fe，FeSi，Si）和 SiO_2 组合。

在苏-鲁超高压带的超镁铁岩锆石中已发现柯石英（杨经绥等，2002）和金刚石（陆永增，1998），说明有些超镁铁岩块早先已侵位地壳岩石中，在板块俯冲过程中被带到地下>80km 深度，再折返到地表。中国大陆科学钻探工程项目（CCSD）于 2001 年 6 月 25 日开钻，2005 年 3 月 8 日停钻，历时 1353 天，在苏鲁超高压变质带上钻进 5158 m，总岩心采取率 86%。岩心主要由 1300 m 榴辉岩，近 100 m 石榴石橄榄岩和各种类型片麻岩组成，并进一步划分出近 50 种岩性。

CCSD 钻探扩孔过程中，从 603 至 683 m 石榴石橄榄岩岩性段取得 2.3 吨岩屑。经人工重砂和双目镜下挑选出单矿物。采用扫描电镜和 EDS、电子探针以及 X-射线衍射系统对挑选出的矿物测定，初步识别出硅酸盐、氧化物、硫化物、碳化物、自然元素、金属互化物和合金，计 50-60 种矿物。其中不常见矿物有：碳硅石、方铁矿、自然铁、自然铬、自然金、自然铝、镍纹石、铁纹石、Ni-Fe-Cr 合金、Ni-Fe 合金、Fe-Cr 合金、硅铁合金（Fe_3Si_7）、Co-Ni 合金等。它们大部分与其它矿物呈连生或包裹体，表明为天然矿物。有些矿物具有球状外形，如自然铁、镍纹石、铁镍合金、磁铁矿等。

总的来看，西藏发现的特殊地幔矿物和 CCSD 岩心中发现的矿物许多是上地幔未曾见过的矿物，其中有些可能来自地幔过渡带，或许来自下地幔，甚至核幔边界，由于地幔热柱的上涌作用将深部形成的矿物带入浅部。

苏鲁超高压变质带的岩浆型超镁铁原岩：来自中国大陆科学钻探工程主孔的亏损氧同位素证据*

李天福[1]　杨经绥[1]　Douglas Rumble[2]

1. 国土资源部大陆动力学重点实验室，中国地质科学院地质研究所，北京，100037
2. Geophysical Laboratory, Carnegie Institution of Washington, 5251 Broad Branch Road, NW, Washington, DC, 20015, USA

苏鲁超高压变质带有大量的超镁铁岩体，对这些岩体的成因的研究一直是一个热点。为了鉴别这个地区有无在俯冲进变质前经历过地壳浅部地质过程的超镁铁岩，本文对中国大陆科学钻探工程主孔内 603.20～683.53 m 深度的三个石榴单辉橄榄岩样品的单矿物橄榄石、石榴石、单斜辉石进行了在 BrF_5 气氛中用 CO_2 红外激光熔样质谱测试分析。其结果是，橄榄石的 $\delta^{18}O$ 值为＋3.31‰～＋3.82‰；石榴石的为＋4.03‰～＋4.10‰；单斜辉石的 $\delta^{18}O$ 值误差较大，其平均值为＋2.10‰。这些矿物的氧同位素组成总地低于典型的地幔值。研究表明，岩石单矿物低 $\delta^{18}O$ 值是侵入到地壳浅部的超镁铁岩体与寒冷大气降水之间的交换反应所造成，之后发生了与地壳围岩一齐的俯冲、超高压变质、折返退变质等过程。矿物之间的同位素分馏值为 0.394‰～0.791‰（Δgrt-olv）、1.933‰（Δgrt-cpx）、-1.538‰（Δcpx-olv），显示了矿物之间氧同位素的部分平衡，这可能反映了退变质阶段的氧同位素扩散作用。这是苏鲁地区首次发现的低 $\delta^{18}O$ 值的岩浆侵入型超镁铁岩体，具有重要的大陆动力学意义，从超镁铁岩方面证明了苏鲁地体可能是大别地体的东延部分。

关键词　亏损氧同位素　超镁铁岩　超高压带　中国大陆科学钻探　主孔　苏鲁

*本文为国家重点基础研究发展规划（973）项目（编号 2003CB716503）和美国科学基金奖励基金（编号 EAR-0003276）联合资助成果。

A preliminary Study on Geochemistry of Rutiles in Eclogite from Sulu UHPM Terrene

Chen Zhenyu, Wang Denghong,Chen Yuchuan, Xu Jue, Zhou Jianxiong
Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Science, Beijing, 100037. China

Introduction

The Sulu ultra-high pressure metamorphic (UHPM) terrene is the product of the Triassic collision involving the north China and Yangtze cratons. There are thousands of eclogite bodies of different size and occurrence in the UHPM belt in the Sulu terrene, and more than 40 rutile-bearing eclogite ore bodies have been recently discovered. The total reserves of rutile ore amount to several million tons (Huang J P., et al. 2003). The main hole of the Chinese Continental Scientific Drilling (CCSD) project is located at Maobei, Donghai, in the southern part of the Sulu UHPM terrene. Drilling to 5100m at this locality has recently completed. Rock- and ore-cores obtained by the CCSD revealed rutile-bearing eclogites amounting to several hundred meters (Xu J, et al., 2004).

The rutile deposit in the Sulu UHPM terrene is a typical eclogite-type rutile deposit. To assess the relationship between UHPM and the mineralization of rutile in eclogite, we have conducted a preliminary study on the rutile from the main hole of the CCSD and the outcrops of eclogite. In this study we focus on the different rutile occurrences, petrography, trace element composition and Pb isotopic composition.

2 Petrography of rutile and titanium minerals in eclogite

The rutile ore bodies mainly occur in massive eclogites, as strips and lenses. Rutile-bearing eclogites have at least three different occurrences: (1) xenoliths in ultra-mafic serpentines, e.g. in Xugou and Jiangzhuang; (2) lenses in marbles e.g. in Yanmachang and Banzhuang; (3) metamorphosed intrusive complex rocks in Donghai (Huang J P., et al. 2003). The eclogites show variable mineral assemblages and chemical compositions, and indicate diverse origins for their protoliths (Zhang Z M, et al. 2004). The observation and documentation of both the rock- and ore-cores obtained by CCSD reveal that the major titanium mineral phases of economic interest are rutile and titano-magnetite. The most important ore-bearing rock types are normal rutile eclogite, quartz eclogite associated with phengite-rutile eclogite and kyanite-rutile eclogite. The modal content of rutile in eclogite is 2%~5% (vol.) and is as high as 8%~10% (vol.) (Xu J, et al., 2004).

Detailed petrographic investigation reveals that rutile in eclogite mostly occurs in four types: (1) as inclusions in garnets, omphacites or zircons, which may have crystallized during prograde metamorphism (coesite or its pseudomorph can be found coexisting with rutile in the same garnet, omphacite or zircon host); (2) as intergranular infilling grains between garnets and omphacites. In this stage, metamorphism reached its peak conditions, and rutile crystallized simultaneously with eclogite-face minerals such as garnets and omphacites. This is the main crystallization stage of rutile; (3) as replacement remnant, at the amphibolite-face retrograde metamorphism stage. Garnets and omphacites are altered to hornblende and plagioclase. Rutile is also partly altered to ilmenite or titanite; (4) as hydrothermal infilling forms. Rutile fills in the cleavages and cracks as veins, strings or megacrysts. This rutile occurrence may have crystallized at the greenschist-facies metamorphic stage. At this time, hydrothermal fluids extracted components of mineralization from wall rocks and deposited them in cleavages and cracks in the rocks. On the other hand, the early rutile phase is partly or totally altered to ilmenite or titanite. As for the

above-mentioned four occurrences, the second one is the most abundant, and accounts for about 90% of the gross rutile ore reserves. Rutile and titano-magnetite that were altered to ilmenite and titanite during retrogressive metamorphism led to a drop in grade of the titanium mineralization.

3 Trace elements in rutile

Rutile has long been considered to be an important carrier of high field strength elements (HFSE; Zr, Nb, Mo, Sn, Sb, Hf, Ta, W). It also plays a key role in subduction zones by retaining HFSE in the restite/residuum during dehydration and melting reactions. Recent studies by Zack, et al. (2002, 2004a, 2004b) show that the trace elements in rutile can give us more information than just the dominant control of HFSE in eclogite. For example, the Nb, Cr content in rutile can be used to distinguish different protoliths of rutile-bearing eclogites. Additionally, the Zr content in rutile is temperature dependent and can be used as a geothermometer in rutile. In this study, we used a JXA-8800R electron microprobe to determine the trace element composition of rutiles in eclogites from Machang, Qinglongshan and Banzhuang. The Machang and Qinglongshan samples occur in metamorphosed intrusive complex rocks, and the Banzhuang samples occur as lenses in marbles. Particular operating conditions were used to obtain low detection limit (20kV, 100nA and 100~300s counting time, which resulted in a detection limit of elements of interest in the 20~30ppm range). Analytical results show that rutiles in eclogite from Machang have the lowest content of Cr and Nb, averaging ~89ppm and mostly below the detection limit. However, these rutiles also have the highest Fe and V content, averaging 5390ppm and 3853ppm respectively. Rutiles in eclogite from Banzhuang show the highest Cr and Nb content, averaging ~1574ppm and ~385ppm respectively; but they also show the lowest Fe and V content, averaging 2602ppm and 2114ppm respectively. Rutiles in eclogite from Qinglongshan have moderate content of these elements, averaging 615ppm, 324ppm, 3457ppm and 3333ppm for Cr, Nb, Fe and V respectively. In the Nb-Cr diagram defined by Zack, et al. (2004b), protoliths of these three eclogites all plot in the “mafic rocks” field. Temperature calculated from Zr content in rutile showed that the formation temperature of rutile was 550~575℃ for Qinglongshan, 565~615℃ for Banzhuang and ~716℃ for Machang respectively. These temperature values are a little lower compare to those calculated by the cation-exchange geothermometer of host minerals, it may because that the rutiles were formed at prograde metamorphism instead of the peak condition.

4 Pb isotopic composition of rutile

To obtain the U-Pb age of rutile in eclogite from the Sulu UHPM terrene, we selected three rutile specimens for U-Pb isotope analysis by the step-leaching method. Unfortunately, we could not obtain a correct age because of the very low content of radiogenic Pb isotopes in rutile. But, to our surprise, the Pb isotopic compositions ($^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$) obtained from a series of step-leaching analyses of a single grain from its shell to its core can not be plotted on one growth line. This means that Pb isotopic ratios can not be attributed to in-situ Pb growth. Franz, et al. (2001) found a similar phenomenon when they tried to determine the U-Pb age of a rutile specimen in an eclogite-facies quartz vein within a metabasalt in South Dabieshan. In their case, one 4-cm-long single crystal was divided into 3 small fragments, and each fragment was analyzed. The isotopic variability among these fragments was too large to be attributable to in situ Pb growth, and patterns on the $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$ and $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{208}Pb/^{204}Pb$ are incompatible with secondary addition or removal of Pb (Franz, et al., 2001). The rutile in the quartz vein may have been crystallized in the retrograde fluid, so they considered the initial Pb composition of this specimen to be isotopically heterogeneous, which implies that the Pb in the fluid is isotopically variable during rutile crystallization. In our case, the Pb isotopic compositions of these three

specimens have shown abrupt variations at a certain middle step and at the final step of leaching analysis. This implies that these three rutile specimens have similar Pb growth history. The two abrupt variations indicate that Pb isotopic compositions of rutile were disturbed twice during its crystallization. These disturbances may reflect the variation of geologic settings during rutile growth, which can be used to infer continental subduction-exhumation processes. This suggests to us that the variation of Pb isotopic composition in rutile by step-leaching analysis may be used to trace the growth history of the rutile, and further to trace the process of continental subduction- exhumation. Although this is a preliminary discussion and needs further study and more evidence to support it, this approach has shown great potential in the study of the geodynamics of subduction zones.

5 Conclusions

The rutile deposit in the Sulu terrene is genetically related to the UHPM. Rutile is mainly mineralized during eclogite-facies metamorphism. The alteration by retrogressive metamorphism leads to a drop in grade of the titanium mineralization.

EMP was used to obtain trace element composition of different occurrences of rutile in eclogites. These analyses show variations in Nb, Cr, Fe and V content between each occurrence, which may be used to infer the protolith of these eclogites. Temperatures calculated from the Zr geothermometer in rutile are comparable with the results from other methods. This implies that the Zr geothermometer in rutile is a feasible and effective method for calculating peak metamorphic temperatures.

Pb isotopic compositions obtained from step-leaching analysis of single grains of rutile may be potential tracers of rutile growth history. If so, this analytical technique could play an important role in furthering the understanding of continental subduction- exhumation processes.

Acknowledgements: This study is supported by the Major State Basic Research Development Program (2003CB716501).

References

Franz L, Romer R L, Klemd R, Schmid R, Oberhansli R, Wagner T, Dong S. (2001). Eclogite-facies quartz veins within metabasites of the Dabie Shan (eastern China): Pressuretemperature-time- deformation path, composition of the fluid phase and fluid flow during exhumation of high-pressure rocks. *Contrib Mineral Petrol*, , 141: 322-346

Huang JP, Ma DS, Liu C, Wang CL. (2003). Character and origin of rutile deposit in eclogite in Xiaojiao, Xinyi, Jiangsu province. *Geoscience*. 17: 435-443.

Xu J, Chen YC, Wang DH, Yu JJ, Li CJ, Fu XJ, Chen ZY. (2004). Titanium mineralization in the ultrahigh-pressure metamorphic rocks from Chinese Continental Scientific Drilling 100~2000m main hole. *Acta Petrologica Sinica*, 20: 119-126.

Yang JJ, Jahn BM. (2000). Deep subduction of mantle-derived garnet peridotites from the Su-Lu UHP metamorphic terrane in China. *J. metamorphic Geol.,* 18: 167-180.

Zack, T., Kronz, A., Foley, S., Rivers, T., (2002). Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists. *Chem. Geol*. 184: 97-122.

Zack, T., Moraes, R., Kronz, A., (2004a). Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. *Contr. Min. Petrol*., 148: 471- 488

Zack T, von Eynatten H, Kronz A, (2004b). Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. *Sediment Geol*. 171: 37-58.

Zhang ZM, Xu ZQ, Liu FL, Shen K, Yang JS, Li TF, Chen SZ. (2004). Geochemistry of eclogites from the main hole (100~2050m) of the Chinese Continental Scientific Drilling Project. *Acta Petrologica Sinica*, 20: 27-42.

中国苏北大陆科学钻探100－2000m超高压变质岩普通Pb同位素地球化学——大陆深俯冲壳内挤离（detachment）的证据

董锋[1],李曙光[1],李秋立[2],刘贻灿[1],陈福坤[2]

1 中国科学技术大学地球与空间科学学院

2 中国科学院地质与地球物理研究所固体同位素地球化学实验室

本文首次对中国科学大陆钻探工程0－2000m榴辉岩中的绿辉石和片麻岩中的长石进行了普通Pb同位素研究。$^{206}Pb/^{204}Pb$，$^{207}Pb/^{204}Pb$和$^{208}Pb/^{204}Pb$随着深度的增加而降低，并且同构造，岩石学，地球物理分界相一致。0－1600m为上部岩片，其中0-800m放射成因Pb同位素含量比较高且变化幅度较小（$^{206}Pb/^{204}Pb$变化范围16.81-17.29），说明其原岩的U/Pb和Th/Pb比较高，原岩应该位于地壳上部。其中800－1600m发育有一个韧性剪切带，相应的Pb同位素比值开始降低且有起伏（$^{206}Pb/^{204}Pb$变化范围16.26-16.72）。1600m以下为另一岩片，放射成因Pb同位素含量低但变化幅度较小（$^{206}Pb/^{204}Pb$变化范围16.05-16.46），说明原岩的U/Pb和Th/Pb比比较低，原岩应位于中－下地壳。考虑800－1600没韧性剪切带具有榴辉岩相变形性质（许志琴等，2004；张泽明等，2004；刘福来等，2003，2004），可推测在大陆岩石圈俯冲过程中，俯冲上陆壳下部和中－下陆壳发生挤离（detachment），率先俯冲的上地壳板片可沿着这一个挤离面逆冲折返至浅部，而1600m以下具有下地壳性质的岩片说明，中－下长英质陆壳也会与镁铁质下地壳脱耦并折返，下伏在率先折返的上地壳板片之下而未出露地表。这一俯冲陆壳挤离的发生与上陆壳下部及下地壳内部存在低粘度带有关（Mesissner and Mooney. 1998）。南大别超高压变质带已经被证实具有上地壳特征（李曙光等，2001；张宏飞等 2001），地球物理探测表明南大别超高压变质带深部是由若干薄的岩片组成（Donget al., 2004），根据本文发现，有理由相信南大别带深部也有折返的下地壳岩片。

主要参考文献：

1、 许志琴，张泽明，刘福来，2004，中国大陆科学钻探主孔1200米构造柱及变形构造初步解析，岩石学报， 20（1）：53－72。

2、 李曙光，黄方，周红英等，2001，大别山双河超高压变质岩及北部片麻岩的U-Pb同位素组成－对超高压岩石折返机制的制约，中国科学（D辑），31（12）：977－984。

3、 Rolf Messner, Walter Mooney,1998, Weakness of the lower crust: a condition for delamination, uplift and escape, Tectonophysics, 296:47-6

4、 Dong et al., 2004. Crustal structure of the southern Dabie ultrahigh-pressure orogen and Yangtze foreland from deep seismic reflection profiling, Terra Nova, 16: 319-324.

5、 刘福来，许志琴，杨经绥等，2004，中国大陆科学钻探工程主孔及周边地区花岗质片麻岩的地球化学性质和超高压变质作用标志的识别，岩石学报， 20（1）：27－42

6、 刘福来,许志琴,宋彪.2003.苏鲁地体超高压和退变质时代的厘定:来自片麻岩锆石微区SHRIMP U-Pb定年的证据.地质学报,77:229-237

7、 张泽明，许志琴，刘福来等，2004，中国大陆科学钻探工程主孔（100～2050m）榴辉岩岩石化学研究，岩石学报， 20（1）：27－42。

8、 张宏飞，高山，张本仁等，2001，大别山地壳结构的Pb同位素地球化学示踪，地球化学，30：395-401

江苏东海青龙山榴辉岩块状样品920℃脱水部分熔融：局部熔融体系对熔体成分的影响

姜 杨[1,2]，周汉文[1,2]，钟增球[1,2]，杨启军[1]，徐学纯[3]，马 瑞[3]
1.中国地质大学 地球科学学院，湖北 武汉 430074
2.中国地质大学 地质过程与矿产资源国家重点实验室，湖北 武汉 430074
3.吉林大学 地球科学学院，吉林长春 130061

脱水部分熔融实验研究采用较多的是粉末样品,其优点是熔融较易达到平衡，熔体成分较均一。近几年，块状样品的部分熔融实验越来越受到重视,其优点是较易直接观察未熔矿物与熔体之间所发生的转变反应及熔体的赋存状态。吴福元(1993)根据花岗岩块状样品的部分熔融实验提出了“局部熔融体系”的概念，即块状样品的部分熔融，其熔体成分主要受控于矿物边界条件，而与原岩总体化学成分无关。之后，国内部分学者利用块状样品进行部分熔融实验研究，亦得到了同样的结论。

基性变质岩类的脱水部分熔融实验以粉末样品为主,而且多是斜长角闪岩，鲜见使用榴辉岩块状样品的实验。本实验选取江苏东海青龙山超高压变质带含钠云母的石英榴辉岩，采用块状样品进行开放体系的脱水部分熔融实验，研究榴辉岩部分熔融熔体成分特征及其与局部熔融体系之间的关系。

1 实验样品及实验、测试方法

实验样品（R1097）采自江苏东海青龙山，其矿物组合为石榴子石(Grt)+绿辉石(Omp)＋钠云母＋蓝闪石(Gl)＋蓝晶石(Ky)＋石英(Qz)，副矿物有金红石、磷灰石和不透明矿物。单偏光镜下观察发现，绿辉石沿颗粒边界退变为钠长石(Ab)＋角闪石(Hb)，Ab与Hb相互交生形成了颗粒细小的蠕虫状后成合晶。该榴辉岩中的主要含水矿物为蓝闪石、钠云母、和后成合晶中的角闪石。

实验在吉林大学地球科学学院变质动力学开放实验室的高温高压三轴变形实验装置上进行。该装置为活塞圆筒式，里层是石墨，外隔热层是滑石，固体传压介质为滑石，采用NiCr-NiSi热电偶测温。实验样品加工成底面直径20㎜,高25㎜的圆柱体放入圆筒内。该装置对水而言是开放体系，岩石的粒间水和结晶水在熔融过程中不断脱离体系，属脱水熔融实验。实验压力设置为0.1Gp，相当于下地壳4㎞的深度。温度设置为920℃，恒温加热4小时。由于样品为块状，恒温加热时间有限，在加热过程中样品圆柱体内会产生温度场效应，形成明显的温度梯度，不同的区域部分熔融的程度也不同。这种温度梯度的存在便于观察榴辉岩部分熔融过程的各矿物的变化及熔体的分布特征。

榴辉岩岩石化学成分在台湾大学地质科学系X荧光光谱(XRF)实验室测定。使用的仪器为日本Rigaku公司生产的RIX2000型X光荧光分析仪，加速电压为50kv，加速电流为50mA，测试精度可达0.3％。熔体成分在中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室电子探针室JCXA-733型电子探针仪测定，分析加速电压为25kv，电子束直径为2μm，定量分析总量误差±3％以内，主元素相对双差≤5％，检出限为10^{-5}-10^{-3}g。

2 实验结果

实验样品淬火后，沿圆柱体的圆柱面切片，得到的薄片大小为20×25㎜^{2}。镜下观察发现，由于温度梯度的存在，样品的两端，其中一端熔融程度最高，另一端熔融程度最低。为便于下文叙述和讨论，将熔融程度最高的一端定为样品的顶端，熔融程度最低的一端定为样品的底端。根据部分熔融程度的高低可以将整个薄片可以分为以下三个区域：脱水暗化区(Dehydration Area)、部分熔融区(Partial Melting Area)和基本全融区(Almost All Melting Area)。脱水暗化区(DA)位于样品低端，约占整个薄片的40％，该区发生了暗色含水矿物的脱水暗化和浅色矿物的糟化；部分熔融区(PMA)位于样

晶中间，约占整个薄片的20%，矿物发生部分熔融，越靠近样品顶端，部分熔融程度越高；基本全融区(AAMA)位于样品顶端，约占整个薄片的40%，该区几乎全部是玻璃质熔体，其中仅残留有少量颗粒边界圆滑的石英。

在镜下观察，部分熔融形成的玻璃质熔体主要分布在如下四个局部熔融体系内：PMA的后成合晶边界、PMA的后成合晶和石英颗粒之间、PMA的石英颗粒边界及裂隙内部、样品顶端的AAMA。所有局部熔融体系中熔体的平均成分见表1。

不同局部熔融体系内的熔体SiO_2百分含量有较宽的变化范围,$w(SiO_2\%)$=49.79%-78.71%(如图1所示)。PMA的后成合晶边界，熔体成分与原岩全岩成分相比偏基性，$w(SiO_2\%)$=49.79%-54.96%，平均值为51.754%。PMA的后成合晶和石英之间，熔体成分与原岩全岩成分相比偏中性，$w(SiO_2\%)$=51.41%-66.14%, 平均值为58.596%。PMA的石英颗粒边界及裂隙内部，熔体中SiO_2的含量与其他体系相比偏高，$w(SiO_2\%)$=61.98%-78.71%,平均值为67.314%。样品顶端的AAMA相对于其他局部体系而言要大的多，熔体成分相对比较均一，$w(SiO_2\%)$=50.87%-63.20%, 平均值为55.644%。

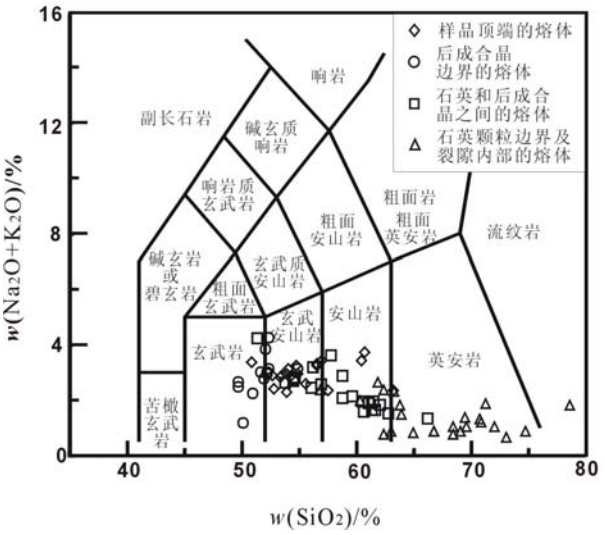


图 1 不同局部熔融体系内的熔体成分全碱-$w(SiO_2)$(TAS)图解

3 局部熔融体系对熔体成分的影响

不同的局部熔融体系物质组成也不同，在熔融过程中这些物质作为熔体的物源提供给熔体的组分也不同，因此得到的熔体成分也存在差异。

（1）样品顶端是一个比较特殊的局部熔融体系。在这一体系中，除少量石英外其他矿物几乎全部熔融，而且融合了从其他局部熔融体系迁移出来的熔体。其平均成分与原岩的全岩成分相比，SiO_2的含量高2.314%，FeO的含量低3.379%之外，其他组分之间的差值均<1%(如表1所示)。

该体系内部的熔体成分并不十分均匀, 每个组分的含量都有一定的变化范围，如SiO_2组分的含量可以从50.87%-63.20%。这是由于恒温加热的时间越长，越有利于实验达到化学平衡。本实验采用的是4个小时较短的加热时间，而且块状样品与粉末样品相比更不易达到平衡,即使是在熔融程度最高的样品表面，熔体也没来得及达到化学平衡，使熔体成分完全均一。

表1 实验样品的全岩成分及实验得到的不同局部熔融体系的熔体平均成分

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
全岩成分	53.33	1.04	1732	10.44	0.15	4.13	9.82	2.49	0.03	0.36
后成合晶边界的熔体	51.754	1.328	14.212	13.199	0.148	5.000	9.920	2.948	0.000	0.000
后成合晶和石英颗粒之间的熔体	58.596	0.907	12.768	10.929	0.154	3.135	6.909	2.373	0.000	0.000
石英颗粒边界及裂隙内部的熔体	67.314	0.443	11.312	6.653	0.039	1.881	4.989	1.428	0.158	0.000
样品顶端的熔体	55.644	0.912	16.672	7.061	0.084	4.129	9.716	2.982	0.000	0.000

（2）从后成合晶边界、后成合晶和石英颗粒之间到石英颗粒边界和裂隙内部这3个局部体系，石英参与熔融的程度逐渐提高，从几乎没有参与熔融到石英对熔体的贡献占主导地位。各局部体系熔体的平均成分表明，随着石英参与熔融程度的提高，SiO_2的百分含量明显呈逐渐升高的趋势，除MnO和K_2O外其他组分的百分含量呈明显逐渐下降的趋势(如表1所示)，充分体现了局部体系内部物源不同熔体成分也存在差异。

（3）四个不同局部熔融体系内部的熔体成分中，TiO_2、MnO和K_2O的变化无明显规律。TiO_2的百分含量多数<2%，平均值为0.86%。即使是同一体系内部，TiO_2的百分含量相差也较大，如后成合晶和石英之间的熔体中TiO_2的含量从低于电子探针的检出限-3.47%。MnO在Harker图解上的成分投点比较分散，其百分含量均<0.40%，平均值为0.10%。与TiO_2组分一样，即使是同一体系内部，MnO的百分含量相差也较大，如后成合晶和石英之间的熔体中TiO_2的含量从低于电子探针的检出限(10^{-5}-10^{-3}g)到0.38%。各体系K_2O的百分含量均很低(<0.25%)，且绝大部分低于电子探针的检出限。

样品的全岩分析表明，TiO_2组分的百分含量为1.04%，主要由副矿物金红石提供。MnO组分的百分含量只有0.15%，主要由石榴子石提供。K_2O的百分含量仅0.03%，主要由单矿物钠云母提供。金红石钠云母这两个矿物的含量都很小且分布没有规律，石榴子石含量虽大但颗粒大小和分布变化较大。这些矿物的存在使这四个局部熔融体系内部出现了更小的局部熔融体系，他们提供的TiO_2、MnO或K_2O组分的含量超过了其他区域的熔体。

4 讨论与结论

在国际上，基性变质岩类的脱水部分熔融实验比较流行的是采用粉末样品，在不同温度、压力、及无水或水不饱和的条件下，熔体成分基本偏酸性，多数可与TTG相对比。即使是块状样品部分，其熔融得到的熔体成分受到矿物边界条件的影响，不同体系的熔体成分也存在差异，但是熔体成分也偏酸性。这与本实验得到的结果有较大的差异。

分析前人不同实验条件下得到的熔体成分数据(主要是斜长角闪岩)发现，SiO_2含量多数>63%，FeO的百分含量多数<5%,MgO含量多数<4%，并伴随有石榴子石、辉石甚至橄榄石等高镁铁矿物的生成，其他矿物也发生变化，如长石的牌号升高。对比我们的实验结果发现，本实验得到的FeO含量高于其他实验得到的熔体中FeO的含量，MgO和CaO组分也相对较高。

这可能是由于本实验的开放、氧化环境以及恒温加热时间较短，阻碍了镁铁质新矿物的生成，因此FeO、MgO等组分在熔体中的。

通过对江苏东海青龙山含钠云母的石英榴辉岩0.1Gpa、920℃脱水部分熔融实验，可得到如下认识：

（1）开放体系的脱水部分熔融从含水矿物的脱水暗化开始，长英质矿物晚于含水矿物熔融。

（2）块状样品的部分熔融过程中，不同局部熔融体系的熔体成分受到体系物质组成的控制，与全岩化学成分无关。

（3）恒温加热时间的长短影响着部分熔融是否可以达到较好的化学平衡,使熔体成分均一。

榴辉岩退变质过程中的微量元素地球化学行为：对 CCSD 主孔退变质榴辉岩的研究

张斌辉[1] 刘勇胜[1,2] 宗克清[1] 高山[1,2]
1. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室，武汉 430074
2. 西北大学地质系大陆动力学教育部重点实验室，西安 710069
E-mail: cugzbh@2003.cug.edu.cn

榴辉岩等超高压变质岩石记录了曾是地壳的岩石深俯冲到地幔又折返回地表的历史，在折返过程中很多榴辉岩发生了不同程度的退变质作用。对超高压变质岩石折返过程中元素迁移行为的研究，对于准确理解俯冲碰撞带地球化学动力学过程及壳幔循环作用等具有重要意义(许志琴, 2004)。几乎所有的退变质反应都涉及物质成分的迁移(Yang, 2004)，退变质过程中矿物组合的转化同时也是元素迁移的过程(游振东 et al., 2005)，流体是这些物质的载体，在退变质过程中流体的活动促进了物质的迁移、扩散，因而在流体的渗滤交代过程中矿物(及矿物组合)之间会发生强烈元素交换(杨天南 et al., 2003)，促使元素在流体作用范围内的各矿物相之间的分配重新达到或趋近平衡。位于江苏省东海县毛北村的中国大陆科学钻探工程(CCSD)的实施为我们提供了三维空间连续分布的样品，使我们能够对钻孔内榴辉岩进行详细的退变质过程的研究。

本研究样品为采集自 CCSD 主孔不同深度的榴辉岩类岩石(包括较新鲜和强退变榴辉岩)。为了对比不同程度退变质作用对岩石地球化学组成的影响，我们选取了退变质程度连续变化的样品(长度<10cm)，采用连续切片的方式对退变质程度不同的部分进行取样，保证了不同部分样品具有相同的原岩。对退变质程度连续变化样品的不同部分的对比研究表明，流体作用下的退变质过程中大离子亲石元素(LILE)(Cs、Rb、Ba、Sr、K、Th、U)和轻稀土元素(LREE)表现出较大的活动性，重稀土元素(HREE)和高场强元素(HFSE)变化相对较小。退变质后 LILE 显著增加而 HFSE、HREE 轻微变化(甚至相对降低)。榴辉岩在退变质后矿物相发生了明显变化，从退变质形成的角闪岩到新鲜榴辉岩呈现出递变的矿物相。对流体-榴辉岩作用形成的退变质分带(富石英条带→角闪岩→退变质榴辉岩→新鲜榴辉岩)的进行了详细研究表明，这些部分具有明显不同的矿物组合和全岩微量元素组成。

对榴辉岩中单矿物微量元素组成的研究(如 Sassi et al., 2000; Hermann, 2002; Spandler et al., 2003)和流体-矿物分配系数研究(如 Ayers and Eggler, 1995; Brenan et al., 1995; Stalder et al., 1998)都表明微量元素在副矿物相中会选择性高度富集。榍石、磷灰石、帘石、云母等副矿物相的变化很大程度上决定了全岩 LILE、LREE 组成的变化。因此具有不同矿物组合的退变质程度不同的部分的微量元素组成也明显不同。富集 HFSE 的矿物金红石、榍石、锆石在退变质过程中是不容易分解的(尤其是锆石)，富集了 HREE 的石榴石相对于绿辉石更稳定。我们认为 HFSE 和 HREE 相对较小的变化很可能是由于其他元素的显著变化引起的含量的相对变化，HFSE 和 HREE 并未发生明显活动。同时也表明与退变质作用有关的流体中的络阴离子含量很少，并不富集 HFSE 和 HREE。因此造成榴辉岩的角闪岩化退变质作用的流体主要是贫络阴离子的富水流体。

退变质过程中外来流体参与了榴辉岩的退变质过程，带入和带出了一些元素，总体上表现出 Si、LILE 和 LREE 等的明显变化。在流体平衡作用下的退变质榴辉岩体系中，副矿物相在流体-岩石相互作用过程中的分解和形成会显著影响 LILE、HFSE、LREE 的重新分配。所以在流体作用下的榴辉岩退变质过程中，LILE、LREE 和 HFSE 含量的变化除了受退变质流体性质的影响外，更大程度上取决于退变质过程中的矿物相(尤其是副矿物)的变化。

致谢 本研究受国家重点基础研究发展规划项目(2003CB716501)资助。

References

Ayers, J. C., Eggler, D. H., 1995, Partitioning of elements between silicate melt and H_2O-NaCl fluid at 1.5 and 2.0 GPa pressure: implication for mantle metasomatism, Geochim. Cosmochim. Acta, 59: 4237-4246.

Brenan, J. M., Shaw, H. F., Ryerson, F. J., et al., 1995, Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900 ℃ and 2.0 GPa: constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids, Geochim. Cosmochim. Acta, 59: 3331-3350.

Hermann, J., 2002, Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust, Chem. Geol., 192: 289-306.

Sassi, R., Harte, B., Carswell, D. A., et al., 2000, Trace element distribution in Central Dabie eclogites, Contrib. Mineral. Petrol., 139: 298-315.

Spandler, C., Hermann, J., Arculus, R., et al., 2003, Redistribution of trace elements during protrade metamorphism from lawsonite blueschist to eclogite facies; implications for deep subduction-zone processes, Contrib. Mineral. Petrol., 146: 205-222.

Stalder, R., Foley, S. F., Brey, G. P., et al., 1998, Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900-1200℃ and 3.0-5.7GPa: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism, Geochim. Cosmochim. Acta, 62: 1781-1801.

Yang, T. N., 2004, Retrograded textures and associated mass transfer: evidence for aqueous fluid action during exhumation of the Qinglongshan eclogite, Southern Sulu ultrahigh pressure metamorphic terrane, eastern China., J. Metamorphic Geol., 22: 653-669.

沈昆, 张泽明, 孙晓明, et al., 2005, 超高压变质流体的组成和演化:中国科学大陆钻探工程主孔岩心的流体包裹体研究, 岩石学报, 21(2): 489-504.

许志琴, 2004, 中国大陆科学钻探工程的科学目标及初步成果, 岩石学报, 20(1): 1-8.

杨天南, 许志琴, 陈方远, 2003, 江苏东海榴辉岩向斜长角闪岩转化的研究, 地质学报, 77(4): 510-521.

游振东, 苏尚国, 梁凤华, et al., 2005, 中国大陆科学钻探主孔榴辉岩类岩石退变质过程—对超高压变质地体隆升的启示, 岩石学报, 21(2): 381-388.

大别山下地壳岩石及其深俯冲*

刘贻灿　李曙光
中国科学院壳幔物质与环境重点实验室，中国科技大学地球和空间科学学院，合肥 230026
E-mail: liuyc@ustc.edu.cn

本文对大别山下地壳岩石的主要组成及其变质岩石学和年代学特征进行了系统总结。大别山下地壳岩石的主要类型有紫苏石榴黑云斜长片麻岩、英云闪长质片麻岩、石榴角闪二辉麻粒岩（早白垩纪）、石榴辉石岩、石榴二辉麻粒岩、含石榴子石斜长角闪岩和榴辉岩。其中，榴辉岩包括两种，一种是含有榴辉岩相变质作用前的麻粒岩相变质矿物组合（原岩为基性麻粒岩），另一种不含。但二者都经过了麻粒岩相和角闪岩相退变质过程。其中，大别山这种不寻常的镁铁质下地壳俯冲成因榴辉岩为研究大陆深俯冲和陆壳物质再循环以及对地幔不均一性的影响提供了重要对象和可能性。根据阴极发光图像及矿物包体组合，罗田榴辉岩中继承锆石可分为两种即具有岩浆结晶环带的岩浆锆石和含有石榴子石+紫苏辉石+斜长石等麻粒岩相变质矿物包体的变质锆石，而且这两种继承锆石常具有含石榴子石+绿辉石等榴辉岩相矿物包体的增生边。SHRIMP U-Pb 定年结果表明，继承岩浆锆石的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 791 ± 9Ma、含麻粒岩相矿物包体的继承变质锆石的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 794 ± 10Ma、含榴辉岩相矿物包体的锆石增生边的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄值为 212 ± 10Ma。罗田榴辉岩的围岩－含石榴子石英云闪长质片麻岩中锆石的 CL 图像具有特征的核－漫－边结构即表现为继承岩浆锆石核－高压变质幔－退变质增生边，高压变质幔给出罗田片麻岩中印支期高压变质的精确年龄为 218 ±3Ma。因此，罗田榴辉岩的原岩时代与早期麻粒岩相变质时代一致，均为晚元古代，证明华南陆块北缘晚元古代岩浆板底垫托的存在。而且，大别山下地壳岩石参与了印支期大陆深俯冲，但与南大别带具有不同的折返过程即前者经历了麻粒岩相退变质过程。此外，北大别带榴辉岩的印支期峰期变质时代(212 ± 4 Ma)比南大别带年轻(226 ± 3Ma)，这可用大陆叠瓦式深俯冲模式来解释。

关键词：麻粒岩；榴辉岩；下地壳；大陆深俯冲；大别山

新太古代全球克拉通事件与太古宙－元古宙分界的地质涵义

翟明国
中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029

早前寒武纪的全球性克拉通化是地球早期演化中最重要的问题之一。华北的克拉通化基本完成于新太古代末，以全区范围的花岗岩席和基性岩墙的侵入为特征。其微陆块间接合带是 26－27 亿年的绿岩带或花岗岩带，具有弧－陆、弧－弧和陆－陆拼合的特点。

一 **根据**鲍格丹诺夫（1966）和诺日金（1985）的定义，“克拉通化”是指大部分地台的基底内部的最终形成期，即地台体制的最终形成期。后来一些作者把克拉通化解释为导致硅铝化地壳均一化、固结和加厚的过程，是一种把不成熟地壳变为成熟地壳的过程。两个识别标志：1 形成古陆接受地台盖层型沉积；2 出现广泛的基性岩墙群。这表示有广大面积的大陆地壳的存在（赵宗溥，1993）。Windley(1995)总结克拉通化时指出：在太古宙末期的一个特定时期，不存在造山带活动，但是特征地存在稳定的和宽广的大陆，有岩墙群侵入和地台型、克拉通边缘型或被动陆缘型盆地沉积，代表大陆生长速率和面积、浮力都达到峰期。

国际地层委员会规定和大多数地质学家同意将太古宙和元古宙的界限定为 25 亿年，即太古宙～4510－2500Ma，而元古宙是从 2500－542Ma。但是划界的依据是以地质事件来划分的，因此全球进入稳定的大陆并不一致，大致从 2700－2450Ma。其地质涵义是从地球早期的全球活动体制到地台－活动带（槽）体制的转化，是从旋回性的构造活动和变质作用到克拉通化。这种早期的地壳构造演化体制在地质历史上不见重复。Windley(1995)假设在新太古代存在一个超大陆，而后在 2400Ma 之后由一个大陆的裂解事件跟随。界面上下明显的地球化学差异表明了地质环境的巨大变化(Condie, 1989)。这是太古宙和元古宙的分界内涵，此后的地质历史几乎与此前的一样长。但是元古宙和显生宙的构造机制仍存在差异，有可比性和不可比性，有不可重复和逆转性，符合事务由无序到有序发展的普遍规律。

对比全球的早期地壳组成和结构、变质条件以及构造事件后，至少有以下的结论可以得出：1 虽然地球的热流从早期演化中逐渐降低，但太古宙末的地壳已存在一定的刚性，地热梯度在 25－30 °C/km。但仍比元古宙的 20 °C/km 和新元古代出现蓝片岩的 10 °C/km 小。因此太古宙的研究方法与显生宙应有区别。2 除了侧（横）向构造机制之外，垂向构造运动在太古宙可能比显生宙重要的多，其中包括古老基底大面积出露地表所需保持的重力均衡，需要垂直增生的自下而上的大陆硅铝质岩壳的补充增生（钱祥麟等，1990；2005）。占太古宙岩区出露面积 70－80％的英云闪长质－奥长花岗质岩石以及普遍出现的水平韧性剪切构造是可能的证据。3 世界上各克拉通的形成都在约 25 亿年前（Ashwell,1991;Condie et al., 1992,1993）。而坳拉槽的广泛发育则在 1950-1650Ma 期间。前寒武纪基性岩墙群可以划分为 6 个时代组，但最重要的是 26－24 亿年和 19－17 亿年两组（Hall et al., 1987;Card,1990）。

二 **虽有**不同的意见，但几个主要微陆块的划分逐步得到一些研究者的认可（沈其韩等，1992；白瑾等，1993；伍家善等，1998）。它们是胶辽陆块（JL）、迁怀陆块（QH）、阜平陆块（FP）、许昌陆块（XCH）和阿拉善陆块（ALS）。这些陆块的划分是由重要的古老构造边界的识别为依据的，主要是 26－27 亿年的古老绿岩带和 25－24.5 亿年的花岗岩带。它们的性质被视为古岛弧（如红透山－山海关，伍家善等，1998）、古蛇绿混杂岩带（李江海等，2001；Kusky et al., 2003,2005）。有些古老陆块的边界受到岩石盖层以及第四纪沉积物的覆盖，无法直接观察，主要的划分依据是综合的地质研究，它们得到古老陆块以及地幔的地球化学边界以及深部地球物理边界研究结果的支持（管志

宁等，1987；刘建忠等，1998）。

主要微陆块：（1），胶辽陆块有 38 亿年的地质记录，最发育的岩石组合是新太古代含条带状铁建造（BIF）的火山－沉积岩系，（2），迁怀陆块有从古太古代到新太古代较连续的地质记录。38－35 亿年的古太古代曹庄杂岩由含 BIF 的表壳岩和英云闪长岩组成。29－32 亿年的中太古代水厂杂岩是冀东地区最重要的含铁岩系，和 BIF 共生的有基性麻粒岩、细粒云母片麻岩和少量的含夕线石的富铝片麻岩等，同期的花岗岩类主要是英云闪长系列。新太古代的遵化杂岩由 BIF、细粒云母片麻岩和斜长角闪岩等组成，铁矿的规模小于中太古代。花岗片麻岩类有从英云闪长岩到花岗岩的变化，具钙碱性趋势。（3），阜平陆块包括阜平杂岩以及邻近的新太古代末的五台杂岩和恒山杂岩。阜平杂岩的主体是英云闪长片麻岩类和少量的花岗岩席。表壳岩以变质沉积岩为主，原岩为砂质、粉砂质和泥质碳酸盐岩的韵律建造。基性火山岩（斜长角闪岩）数量较少。岩石经历了角闪岩－麻粒岩相变质。（4），许昌陆块位于华北克拉通南缘，包括许昌、登封、霍邱地区，总体可分为太华高级麻粒岩－片麻岩地体和登封绿岩带地体（5），阿拉善陆块位于华北克拉通西缘，研究程度相对较低。该区长城系不整合之下是年龄 28－25 亿年的新太古代杂岩。主要岩石类型有花岗岩和变质表壳岩，以及镁铁质－超镁铁质岩石。表壳岩系由变质基性岩和中酸性火山岩以及云母石英片岩等组成，不发育 BIF。

新太古代期间火山事件集中发生在 26－28 亿年，但是各微陆块的表现有重大差异。例如在集宁陆块和阜平陆块，火山岩活动非常微弱。胶辽陆块和太华陆块的变质岩组合虽有差异，但是火山岩喷发强烈，并且基性火山岩都与 BIF 沉积关系密切。阿拉善陆块的基性火山岩几乎不伴生 BIF 沉积，超镁铁岩和铂镍矿关系密切。这些都指示各微陆块在新太古代有各自不同的大地构造环境，还没有拼贴成统一的大陆。尔后各陆块都发生了 25－24.5 亿年的高级变质和花岗岩侵入，以及基性岩墙群的出现标志早华北克拉通各微陆块拼贴完成。

三 **华北**克拉通在 25 亿年的拼合可能不是孤立的事件，而是与瑞芬（西北欧）、北美以及其它相邻大陆克拉通相关的更大规模的拼合。如果是这样，25 亿年可能是有记载的最古老的超大陆事件。有资料表明，在 25－27 亿年期间，上述大陆克拉通都发育有大规模的火山－岩浆活动（Passchier,C.M.et al.,1990; Goodwin, 1991, 钱祥麟等，1992）。25 亿年末的大规模花岗岩侵位是太古宙与元古宙分界的主要岩相学和年代学标志。还有资料表明在新太古代火山－岩浆事件之后，有大面积的基性侵入体和岩墙群在大陆克拉通形成，例如加拿大 Watachewan 基性岩墙群（2450－2500Ma）和苏格兰 Scourie 基性岩墙群(2418Ma)，以及波罗的东部基性侵入岩和西伯利亚 Aldan 的基性岩墙（2440－2500Ma）。说明华北克拉通和上述克拉通在新太古代末的演化历史是相同或相近的。

太古宙之后的地球似乎有一段相对静寂的时期，而后应有大陆裂解（Windley,1995）。古元代的苏必利尔型铁矿曾被视为克拉通内裂谷环境。而近年来对古元古代活动带的研究提出了全性的造山作用和 Columbia 超大陆形成（Zhao et al., 2002; Rogers and Santosh, 2004）。随后又发生了全球规模的裂陷槽和可能的大陆裂解事件。这些似乎都是在古太古代克拉通化之后发生的。因此 25 亿年的太古宙和元古宙的界限并不等同于之后地质时代界限（如显生宙内的不同纪、世），而是代表地球历史上克拉通化联合大陆的最终形成和构造体制的本质转变，由此之后则开始了由克拉通化向板块时代的海陆－盆山的构造演化阶段。

华北克拉通孔兹岩系形成时代及古元古代构造热事件：锆石 SHRIMP U-Pb 定年

万渝生，宋彪，刘敦一，Simon A Wilde
伍家善，石玉若，殷小艳，周红英

孔兹岩系在华北克拉通广泛存在，但主要分布于赵国春等（2005）所划分的中部带、孔兹岩带和胶－辽－吉构造带等三个构造带中。其形成时代有太古宙和元古宙等不同认识。冀西北地区集宁群、吕梁地区界河口群、鲁山地区上太华群、辽东地区辽河群、胶东地区荆山群和粉子山群是华北克拉通孔兹岩系和类似岩系的典型代表。对其中变质沉积岩锆石 U-Pb 定年研究表明，残余锆石年龄主要分布于 3.0-2.1 Ga 之间，且在 2.3-2.1 Ga 构成一重要峰值。变质锆石年龄主要分布于 1.88-1.84 Ga 之间。根据新的资料及前人研究成果，获得主要认识和结论如下：1）孔兹岩系主体形成古元古代，而不是太古宙；2）孔兹岩系泥沙质碎屑物质来自太古宙和古元古代早期两个不同的物源区；3）在华北克拉通，可划分出沉积和火山沉积两个不同的古元古代岩石组合；4）古元古代晚期构造热事件具陆陆碰撞性质，导致华北克拉通最终固结。

冀东地区太古宙末期的岩浆事件及其地质意义

耿元生　刘福来　杨崇辉
中国地质科学院地质研究所

冀东地区早前寒武纪岩系广泛出露，是我国早前寒武纪地质研究的经典地区之一。随着研究的深入已在深变质岩系划分出大量的变质变形了的岩浆片麻岩（张秋生等，1991；李勤等，1992，刘武旭等，1993）。并对其中的部分深成片麻岩进行了同位素年代学研究，如通过常规锆石 U-Pb 法确定迁安花岗片麻岩穹隆中闪长岩的形成时代为 2499Ma, 花岗闪长岩为 2494Ma, 羊崖山花岗岩时代为 2728Ma, 脑峪门附近二长花岗岩的年龄为 2495Ma(Liu et al. 1990)。羊崖山地区紫苏花岗岩的年龄为 2517Ma, 水厂紫苏花岗岩的年龄为 2526Ma(伍家善等，1991)，这些年代学资料多集中在迁安地区。在其它地区曾对一些深成片麻岩进行过 Rb-Sr(Wang K Y 等，1985，1990)、Pb-Pb（刘武旭等，1992）同位素年龄测定，但其精度较低。冀东地区相当数量的深成片麻岩的形成时代还缺少可靠的同位素年代学资料。本文以该区主要的、有代表性的深成片麻岩为研究对象，重点确定他们的形成时代，进而讨论该区的地壳增生事件。

1. 主要片麻岩的形成时代

1．1 青杨树片麻岩的形成时代

青杨树片麻岩是中英合作进行 1:5 万三屯营副地质调查时建立的岩石单元，该岩石单元主要出露在研究区的西北部, 属于遵化深变质绿岩区（伍家善等，1988）。该片麻岩体的主体为角闪辉长片麻岩，原岩为辉长岩。

对该片麻岩的锆石进行了三组单颗粒逐层蒸发法测定，第一组和第三组锆石在蒸发晚期阶段分别获得了 2536±1 和 2536±2 的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄，第二组锆石在蒸发-沉积的中晚期分别获得了 2525±2 和 2524±2 的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄结果。由于锆石表面常有铅丢失或增生边，因此蒸发早期阶段的年龄往往为混合年龄，不具确切的地质意义。在锆石内部结构简单的情况下，蒸发到核部测定的年龄结果基本可代表锆石的形成时代。第一组和第三组锆石蒸发晚期阶段的 2536±1 和 2536±2 的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄结果完全一致，可以代表该样品锆石的形成时代，即岩浆的结晶时代

1．2 秋花峪片麻岩的形成时代

秋花峪片麻岩位于研究区的西部, 产于遵化深变质绿岩带中。该片麻岩以富铝和钠为特点, Na_2O/K_2O 比值达到 5.7, 属于高铝型的石英闪长岩。在标准矿物 An-Ab-Or 图解上位于奥长花岗岩区(李勤等, 1992)。

采用 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年法对该片麻岩样品（ZH10）中的 17 粒锆石进行了 24 个点的分析。其中具有岩浆型锆石特征的 18 个分析点集中分布在 2500Ma 左右的谐和线上(图 3), 它们的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 加权平均年龄为 2515±2Ma。这组和谐年龄可代表秋花峪片麻岩原岩的形成时间。5.2, 6.2, 14.2 等分析点位于岩浆型锆石的增生边上, 它们均分布在谐和线附近, 表明铅丢失很少。它们的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄分别为 2186±140Ma, 2166±55Ma 和 2177±78Ma, 误差均较大。由于变质增生边较窄, 在分析中可能在一定程度上受到主体锆石的影响, 不能准确确定变质作用的时间。但锆石的核边结构和边部的这组数据表明, 在秋花峪片麻岩形成之后在 2100~2200Ma 期间曾经历了一次区域变质作用的改造。

3．3 小关庄片麻岩的形成时代

小关庄片麻岩是中英合作进行 1:5 万三屯营幅地质调查时建立的岩石单元, 它们主要分布在研究区西部, 常以长透镜状分布于遵化深变质绿岩带中。岩相当于高铝的石英闪长岩, 它们在标准矿物 An-Ab-Or 图解上位于英云闪长岩区(李勤等, 1992)

采用锆石 SHRIMP U-Pb 定年法对该样品中 14 粒锆石共分析了 20 个点。其中 CL 发光弱, 具有岩浆特征的锆石分析点共 14 个, 它们多在 2500Ma 左右的谐和线上分布, 分析点误差小, 它们的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 加权平均年龄为 2495±8Ma, 应代表小关状片麻岩原岩的形成时间。挑选增生边较宽的部位进行了 6 个点分析, 包括 4.2, 5.1, 6.1, 9.1, 13.2, 14.2 点, 除 4.2 号点之外, 其它分析点的 206Pb 值比岩浆型锆石分析点的结果高出 1 个数量级, 表明其中普通铅含量高, 导致其误差增加。在这 6 个分析点中, 4.2 和 9.1 号分析点的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄分别为 2469±33Ma 和 2415±260Ma。尽管后者误差大, 但这两个数据表明该样品可能在原岩形成后不久, 在 2450Ma 左右经历了一次变质改造, 形成了一些变质增生边。其它 4 个增生边测定的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄从 1774±440Ma 到 2242±620Ma。尽管误差都很大, 难以得到确切的时间, 但提供了它们在古元古代晚期曾经历过变质改造的信息。

3．4 龙湾片麻岩的形成时代

龙湾片麻岩主要由闪长质-石英闪长质片麻岩、斑点状英云闪长质片麻岩、浅色英云闪长质片麻岩、辉长质片麻岩等组成, 前两类是该套片麻岩的主体(贺同兴等, 1992)。

用锆石 SHRIMP U-Pb 方法对龙湾片麻岩中的闪长质片麻岩样品（TP19）中 15 个锆石颗粒进行了 30 个点分析。其中对核部分析了 13 个点, 它们的 U, Th 含量较高, Th/U 比值高, 平均为 0.79, 具有岩浆型锆石的特点。由于 3.2, 6.1 和 10.1 等几个点的分析结果或误差较大, 或与其它结果明显不协调, 未参加年龄统计。其余 10 个核部分析点的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 加权平均年龄为 2515±21Ma。幔部共测定 13 个点, 其 Th, U 含量低, Th/U 比值比较低, 平均为 0.22, 比核部的 Th/U 比值明显降低, 应为变质重结晶阶段的产物。它们的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 加权平均年龄为 2518±12Ma, 与核部的年龄在误差范围内一致。对一粒锆石较宽的增生边进行了测定, 其 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 表观年龄为 2418±31Ma, 应代表晚期变质事件的年龄。但该测点的 Th/U 比值为 1.17, 与一般规律相左, 很可能与流体的介入有关。

3．5 渔户寨紫苏花岗岩的形成时代

在三屯营-太平寨岩浆杂岩区分布一些椭圆状的紫苏花岗岩， 较典型的有渔户寨、丘杖子、郭家沟等处的紫苏花岗岩。

用颗粒锆石逐层蒸发-沉积法对渔户寨紫苏花岗岩进行了年龄测定。在所测定的三组数据中, 第一组和第二组在蒸发-沉积的晚期阶段分别获得 2550±2Ma 和 2548±11Ma 的年龄结果, 第三组数据为 2439±5Ma, 与龙湾片麻岩中晚期退变质时代基本一致。由于锆石表面易产生铅丢失, 因此蒸发-沉积法晚期阶段测定的结果接近于锆石的形成时代。并且, 采用锆石常规 U-Pb 法在冀东早-中太古代残留区水厂紫苏花岗岩获得过 2526Ma 和 2538Ma 的年龄, 羊崖山紫苏花岗岩获得过 2517Ma 的 U-Pb 谐和线上交点年龄(伍家善等, 1991), 与本次研究结果基本一致。因此, 2550±2Ma 应大体代表紫苏花岗岩的形成时代, 而 2439±5Ma 可能代表了较晚的退变质时代。

3．6 崔杖子片麻岩的形成时代

崔杖子片麻岩分布在三屯营-太平寨岩浆杂岩区的东部, 曾被称为王厂-崔杖子地区英云闪长质-奥长花岗质片麻岩(贺同兴等, 1992), 可分为浅色英云闪长质-奥长花岗质片麻岩和暗色辉长质片麻岩。

颗粒锆石逐层蒸发-沉积法 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄测定(表 4)。在所测定的三组数据中, 第一组的年龄为 2446±1Ma, 但这组数据的 $^{204}Pb/^{206}Pb$ 比值较高(为 0.000150), 表明其中普通铅含量较高, 因此该年

龄值可能并不代表锆石的形成时代。第二组数据的 $^{204}Pb/^{206}Pb$ 比值等于零, 表示几乎不含普通铅, 其 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄为 2492±5Ma, 应大体代表该套片麻岩原岩的形成时代。第三组锆石在蒸发早期普通铅含量较高($^{204}Pb/^{206}Pb$ 比值大), 所测定的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄为 2425±9Ma, 与前述龙湾片麻岩中退变质时间大体一致。在锆石核部(蒸发-沉积晚期)测定的结果为 2451±17Ma, 与第一组测定的结果一致, 应为岩浆锆石结晶时代与退变质时代的过渡的年龄，并无确切的地质意义。

3．7 饮马河片麻岩的形成时代

锆石逐层蒸发-沉积法 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄测定，共测定三组数据，结果见表 5。其中第一组和第二组的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄分别为 2526±2Ma 和 2523±2Ma, 结果一致。由于这两组数据的 $^{204}Pb/^{206}Pb$ 比值稍高, 应含有一定的普通或有一定量的铅丢失, 因此这两组年龄可能代表了混合年龄，但可以说明该套片麻岩的形成时代应大于该年龄值。第三组数据的 $^{204}Pb/^{206}Pb$ 比值为零, 表示不含普通铅或铅丢失, 因此该组数据可靠。其 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄为 2551±6Ma, 代表饮马河片麻岩的形成时代。

2．冀东地区几个地质问题的讨论

2．1 冀东地区是否存在大于 2.6Ga 的正片麻岩

本次重点研究了冀东北部主要深成片麻岩的形成时代, 在所研究的 7 个片麻岩体中最老的为龙湾辉长闪长质片麻岩, 形成时代为 2564Ma, 相对年轻的崔杖子片麻岩形成于 2495Ma, 其它深成片麻岩形成于这二者之间。本次研究获得的年龄数据和以往获得的锆石常规 TIMS 方法的年龄结果, 均表明冀东地区主要的深成片麻岩形成于 2600~2500Ma 期间, 该区形成时代大于 2.6Ga 的深成片麻岩目前还无法得到证实。

2．2 冀东新太古代末期地壳增生方式的讨论

冀东地区深成片麻岩的以上特点应是在一个区域性的热构造背景下形成的，而不是在状热构造背景下形成的。区域性的热构造背景通常与地幔柱导致的基性岩浆的板底垫托作用有关。基性岩浆的部分熔融产生了地球化学上具有幔源岩浆分异特点的深成片麻岩，岩浆的板底垫托产生的热导致下中地壳岩石的部分熔融形成壳源岩浆系列以及深熔系列的深成片麻岩。同时由于大范围的岩浆板底垫托，产生了广泛的热源，导致在岩浆作用的同时或之后很快较发生了区域变质作用的改造。因此，笔者认为冀东地区新太古代晚期广泛的岩浆杂岩侵位导致的地壳增生与地幔柱造成的基性岩浆板底垫托作用密切相关

主要参考文献

张秋生, 杨振升, 高德玉, 任洪茂. 1991. 冀东金厂峪地区高级变质区地质与金矿. 北京: 地质出版社, 1~445.

刘武旭, Thirlwall M F. 1992. 冀东三屯营地区片麻岩的早太古宙全岩年龄. 长春地质学院学报, 22(1): 23~30.

Liu D Y, Shen Q H, Zhang Z Q Jahn B M and Auvray B, 1990, Archean crustal evolution in China: U-Pb geochronology of Qianxi complex. Precambrian Res, 48(3): 223~244

Wang K Y, Yan Y H, Zhang R Y, Chen Y F. 1985. REE geochemistry of early Precambrian charnockites and tonalitic – granodioritic gneisses of the Qianan region, eastern Hebei Province, north China. Precambrian Research, 27: 63~84

伍家善, 耿元生, 沈其韩, 刘敦一, 厉子龙, 赵敦敏, 1991, 华北陆台早前寒武纪重大地质事件. 北京: 地质出版社, 1~115.

贺同兴, 林强, 方占仁, 刘树文, 赵国春, 刘春华. 1992. 冀东太古宙花岗岩成因. 吉林科学技术出版社, 1~171

伍家善, 耿元生, 沈其韩, 万渝生, 刘敦一, 宋彪, 1998, 中朝古大陆太古宙地质特征及构造演化. 北京: 地质出版社, 1~212.

李勤, 杨振升主编. 1992. 高级变质岩区填图方法——冀东地区构造-岩石法填图研究. 北京: 地质出版社, 1~131

Th-U-Pb monazite geochronology of the Lüliang and Wutai Complexes: constraints on the tectonotherml evolution of the Trans-North China Orogen*

Shuwen Liu[1], Guochun Zhao[2], Guiming Shu[1], Min Sun[2], Simon A. Wilde[3]

1 The Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, Ministry of Education, China；School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China

2 Department of Earth Sciences, The University of Hong Kong, Pokfulam Road, Hong Kong

3 Department of Applied Geology, Curtin University of Technology P.O.Box U1987,Perth 6845, Western Australia

Recent data show that the basement of the North China Craton formed by collision of two discrete Archean to Paleoproterozoic blocks (Eastern and Western Blocks) along a Paleoproterozoic orogen, named the Trans-North China Orogen. However, the timing of the collision and post-collisional exhumation has not been precisely dated, especially for those low- to medium-grade complexes (e.g. the Lüliang and Wutai Complexes) in the orogen. This study applies the electron microprobe Th-U-Pb monazite dating technique to determine the ages of the peak metamorphic event and subsequent exhumation of the Lüliang and Wutai Complexes in the Trans-North China Orogen. Electron microprobe Th-U-Pb monazite data for the Lüliang Complex reveal four ThO_2*/PbO age ranges: (1) 1924-1898 Ma, (2) 1867-1844 Ma, (3) 1755-1736 Ma, and (4) ~1648 Ma. Of these age ranges, the first three have also been recorded in the Wutai Complex, which yield ThO_2*/PbO ages of (1) ~1923 Ma, (2) ~1824-1822 Ma, and (3) ~1719 Ma. The oldest age range of 1924-1898 Ma is interpreted to record the crystallization ages of igneous monazites in the rocks of the Lüliang and Wutai Complexes. The age range of 1867-1822 Ma is in accord with the SHRIMP U-Pb ages of metamorphic zircons and mineral Sm-Nd and $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages obtained for other complexes in the orogen, and is interpreted as the age of the collisional event. The age range of 1755-1719 Ma is similar to the emplacement age of unmetamorphosed mafic dyke swarms in the orogen and is interpreted as the time of the post-collisional extension and exhumation event. The youngest age from the Lüliang Complex of ~1648 Ma is considered to date later hydrothermal activity, since monazites with such young ages only occur along fractures in older monazite grains. These new monazite ThO_2*/PbO ages support the recently proposed tectonic model for the evolution of the North China Craton, which envisages discrete Eastern and Western Blocks that developed independently during the Archean, collided along the Trans-North China Orogen at ~1.85 Ga, and underwent post-collisional extension in the period 1755-1719 Ma.

* The National Natural Science Foundation of China (Grant No.40420120135) and Hong Kong RGC (7055/03P, 7048/03P and 7058/04P) are thanked for their financial support

Lithotectonic elements and geological events of the Hengshan-Wutai-Fuping belt: review and implications for the evolution of the Trans-North China Orogen

Guochun Zhao[1], Min Sun[1], Sanzhong Li[2], Simon A. Wilde[3], Alfred Kroner[4]

[1]*Department of Earth Sciences, The University of Hong Kong, Pokfulam Road, Hong Kong*
[2]*College of Marine Geosciences, Ocean University of China, Qingdao, 266003, China*
[3]*Department of Applied Geology, Curtin University of Technology, GPO Box U1987, Perth 6845, WA*
[4]*Institut für Geowissenschaften, Universität Mainz, 55099 Mainz, Germany*

Introduction

Recent advances in understanding the basement architecture of the North China Craton have led to recognition of the Trans-North China Orogen, a Paleoproterozoic collisional orogen along which the discrete Eastern and Western Blocks amalgamated to form a coherent craton. As the largest and most lithologically representative basement exposure across the Trans-North China Orogen, the Hengshan-Wutai-Fuping belt is the most promising area for investigating the detailed magmatic, depositional, structural and metamorphic history of the orogen. Of particular significance is the presence of a low- to medium-grade granite-greenstone terrain (Wutai Complex) intervening between two high-grade gneiss complexes (Hengshan and Fuping Complexes). For these reasons, geologists from China, Australia and Germany have carried out extensive geological investigations in the Hengshan-Wutai-Fuping belt, and obtained numerous new geochronological data, which enable resolution of major lithotectonic elements and geological events that occurred in the belt. In this contribution, we present a timely summary and overview of these lithotectonic elements and geological events based on recent geochronological data, especially of SHRIMP U-Pb zircon age data, which provide important insights into the late Archean to Paleoproterozoic evolution of the Trans-North China Orogen.

Major lithotectonic elements of the Hengshan-Wutai-Fuping belt

The Hengshan Complex is composed of four main rock units: (1) the Hengshan granitoid gneisses, (2) the Hengshan mafic granulites, (3) the Yixingzhai gneisses, and (4) the Zhujiafang supracrustal assemblage. The Hengshan granitoid gneisses are strongly deformed layered orthogneisses of dioritic-tonalitic- trondhjemitic-granodioritic-granitic composition, forming under a magmatic arc environment. Within the Hengshan granitoid gneisses are discontinuous lenses or layers of amphibolite and high- and medium-pressure mafic granulite, interpreted as boudinaged gabbroic dikes. The Yixingzhai gneisses occur in the southern part of the Hengshan Complex, and are chemically similar to the Hengshan granitoid gneisses, belonging to a high-alumina calc-alkaline suite forming in a magmatic arc setting, but are only metamorphosed to greenschist to lower–amphibolite facies. The Zhujiafang assemblage consists predominantly of amphibolite, felsic gneiss, mica schist, BIF and quartzite, which are considered as the equivalents of the Wutai greenstones in the Hengshan area.

The Wutai Complex consists of late Archaean to Palaeoproterozoic granitic plutons and metamorphosed

volcanic and sedimentary rocks, traditionally named the Wutai and Hutuo "Groups". The granitic plutons in the Wutai Complex can be largely divided into three distinct types: Wutai, Dawaliang and Fengkuangshan granites. The Wutai granites are the major components of the granitic plutons in the Wutai Complex, including the Chechang-Beitai, Dazhaikou, Duyu, Ekou, Shifu, Lanzhishan, Guangmingshi and Wangjiahui bodies. They are composed of strongly deformed diorite-tonalite-trondhjemite-granodiorite-granite suites with penetrative foliations, and thus are considered to be pre-tectonic granites. Geochemical data suggest that the Wutai granites were emplaced in a magmatic arc environment. The Dawaliang-type granites, represented by the Dawaliang body and the younger phase of the Wangjiahui body, are composed of weakly deformed porphyric monzogranites. The Fengkuangshan-type granites, including the Fengkuangshan, Lianhuashan and Pingxingguan bodies, are composed of undeformed A-type granites with a massive structure, interpreted as post-orogenic or anorogenic granites. The Wutai "Group" is conventionally subdivided into three subgroups: Shizui, Taihuai and Gaofan Subgroups. The Shizui Subgroup consists of peridotites, oceanic tholeiites, dacites, rhyolite, cherts, banded iron formations, sandstones, siltstones, shales, calc-silicate rocks and minor limestones metamorphosed in lower amphibolite facies. Of these, the peridotites, oceanic tholeiites and cherts are considered to represent relict oceanic crust, whereas sandstones, siltstones, shales, calc-silicate rocks and minor limestones are interpreted as continental margin or back-arc basin sediments. The Taihuai Subgroup comprises felsic volcanic rocks and tholeiites metamorphosed in greenschist facies. Geochemical data show that both the felsic and tholeiitic volcanics have affinities to volcanic-arc formations. The Gaofan Subgroup contains conglomerates, quartz wackes, siltstones, limestones, and minor mafic to felsic volcanics metamorphosed from subgreenschist to greenschist facies, which are interpreted as developing in an intra-arc basin and/or a retro-arc foreland basin. The Hutuo Group is considered to be the youngest unit in the Hengshan-Wutai-Fuping belt and to unconformably overlie the Wutai Group, although in places it is tectonically interleaved with the Wutai sequence. The group is considered to range upward from an extensive basal sequence of conglomerate into quartzite and other clastic sediments, slate, dolomite and marble, with another unit of conglomerate at the top of the sequence. Rocks of the Hutuo Group are mostly metamorphosed in greenschist facies, although there may be an eastward increase in grade, reaching upper greenschist to amphibolite facies.

The Fuping Complex comprises four distinct rock units, herein called the Fuping granitoid gneisses, Longquanguan augen gneisses, Wanzi supracrustal assemblage, and Nanying granitic gneisses. The Fuping granitoid gneisses make up about 60 percent of the complex and consist of medium-grained doiritic, tonalitic, trondhjemitic, granodioritic gneisses enclosing mafic granulite, amphibolite and hornblende gneiss that have undergone a complex history of upper amphibolite to granulite facies metamorphism and polyphase deformation. Petrological and geochemical data suggest that, like the Hengshan granitoid gneisses, the Fuping granitoid gneisses formed in a magmatic arc environment. The Longquanguan augen gneisses are mainly exposed along the Longquanguan ductile shear zone and are composed predominantly of coarse-grained to porphyritic granodioritic and monzogranitic gneisses and mylonitized granitic pegmatites containing K-feldspar phenocrysts, most of which have been intensely deformed to form augen. The Wanzi supracrustal assemblage forms a 100 km long, northeast–southwest trending belt in the southern part of the complex (15 km wide) that swings northward to the central part of the complex, where it is extensively folded. The supracrustal rocks are metamorphosed to amphibolite facies and comprise felsic and pelitic gneisses, pelitic schists, calc-silicates, pure and impure marbles and amphibolites. The Nanying granitic gneisses only occur within the Fuping granitoid gneisses and are dominated by medium- to fine-grained, weakly-foliated, magnetite-bearing monzogranitic gneiss, with minor granodioritic gneiss. In addition to compositional differences, the Nanying gneisses are more massive in structure and more homogeneous in composition than the Fuping granitoid gneisses. In the field where contact relations are preserved, the Nanying granitic gneisses are clearly intrusive into the Fuping granitoid gneisses.

Major geological events

In the last few years, the Sensitive High-mass Resolution Ion Micro Probe (SHRIMP) technique combined with the single-grain zircon evaporation and mineral Sm-Nd and Ar/Ar methods has been widely applied to date the major rock units of the Hengshan-Wutai-Fuping belt, producing a large amount of high-precise age data for the mountain belt. Based on these new age data in conjunction with structural, metamorphic and geochemical considerations, we recognize the following major geological events that occurred in the Hengshan-Wutai-Fuping belt from Late Archean to Paleoproterozoic:

(1) In the late Archaean to Palaeoproterozoic, the Hengshan-Wutai-Fuping region was part of a continental margin arc along the western margin of the Eastern Block, which was separated from the Western Block by an old ocean, with subduction of the oceanic lithosphere beneath the western margin of the Eastern Block. At 2550-2520 Ma, the deep subduction caused partial melting of the medium-lower crust, producing the Wutai and Longquanguan granitoids.

(2) At 2530-2520 Ma, the subduction of the oceanic lithosphere caused the partial melting of the mantle wedge, forming part of the Wutai greenstones.

(3) At 2520-2450 Ma, the further subduction beneath the Hengshan-Wutai-Fuping arc caused the partial melting of the subducting slab and lower crust, forming the Hengshan, Yixingzhai and Fuping TTG suites.

(4) At 2360-2000 Ma, a number of episodes of granitoid magmatism occurred in the Hengshan-Wutai-Fuping belt, represented by ~2360 Ma, ~2250 Ma and 2000-2100 Ma granites in Hengshan, ~2100 Ma Wangjiahui and Dawaliang granites in Wutai, and 2100-2000 Ma Nanying granitoids in Fuping.

(5) At ~1915 Ma, an asthenosphere-uprising event, probably related to the subduction of the oceanic ridge, resulted in the widespread emplacement of mafic dykes which were subsequently metamorphosed to be high-pressure granulites.

(6) At ~1860 Ma, collision between the Eastern and Western Blocks occurred and led to the high-pressure metamorphism and final amalgamation of the North China Craton.

(7) At 1800-1750 Ma, a post-collisional extensional event occurred and led to the widespread intrusion of the mafic dyke swarms in the Hengshan-Wutai-Fuping region and the whole Trans-North China Orogen.

Deformation and Evolution of the Paleoproterozoic Liaohe Group in the Eastern Block of the North China Craton

Sanzhong Li[a*], Guochun Zhao[b], Wang Lu[a], Wang Dianzhong[c], Zongzhu Han[a]

[a]College of Marine Geosciences, Ocean University of China, Qingdao, 266003
[b]Department of Earth Sciences, The University of Hong Kong, Pokfulam Road, Hong Kong
[c]The 5th Geological Survey Team, Bureau of Geology and Mineral Resources Exploration of Liaoning Province, Dashiqiao, 115100

The Paleoproterozoic lithostratigraphic units along the eastern margin of the Eastern Block of the North China Craton include the Jingshan and Fengzishan Groups in eastern Shandong Province, the Liaohe Group in eastern Liaoning Province, the Ji'an and Laoling Groups in southern Jilin Province, and the Macheonayeong Group in North Korea.

The Paleoproterozoic Liaohe Group and associated Liaoji granitoids represent the youngest basement in the Eastern Block. Various structural elements and metamorphic reaction relations indicate that the Liaohe Group has experienced three distinct deformational events (D1 to D3) and four episodes of metamorphism (M1 to M4). The earliest greenschist facies event (M1) is recognized in undeformed or weakly deformed domains wrapped by the S1 schistosity, suggesting that M1 occurred before D1. The D1 deformation produced small, mostly meter-scale, isoclinal and recumbent folds (F1), an associated penetrative axial planar schistosity (S1), a mineral stretching lineation (L1) and regional-scale ductile shear zones. Concurrent with D1 was M2 metamorphism, which occurred before D2 and produced low- to medium-pressure amphibolite facies assemblages. Regionally divergent motion senses reflected by the asymmetric F1 folds and other sense-of-shear indicators, together with the radial distribution of the L1 lineation surrounding the Liaoji granitoids, imply that D1 represents an extensional event. The D2 deformation produced open to tight F2 folds of varying scales, S2 axial crenulation cleavages and ENE-NE-striking thrust faults, involving broadly NW–SE compression. Following D2 was M3 metamorphism that led to the formation of sillimanite and cordierite in low-pressure type rocks and kyanite in medium-pressure rocks. The last deformational event (D3) formed NW-WNW-trending folds (F3), axial planar kink bands, spaced cleavages (S3), and strike–slip and thrust faults, which deflect the earlier D1 and D2 structures. D3 occurred at a shallow crustal level and was associated with, or followed by, a greenschist facies retrograde metamorphic event (M4).

The Liaohe Group and associated Liaoji granitoids are considered to have formed in a Paleoproterozoic rift, the late spreading of which led to the occurrence of the early extensional deformation (D1) and the M1 and M2 metamorphism, and the final closing of which was associated with the D2 and D3 phases of deformation and M3 and M4 metamorphism. The Jiao-Liao-Ji Orogen is similar in many regards to other Proterozoic rift belts, including the Mary Kathleen belt in the Mt Isa Inlier of Australia, the Telemark belt in Baltica, the Riphean aulacogens in Siberia, the Kalahari Copper belt in South Africa, and the Espinhaco rift belt in southeast Brazil. Most of these rift belts are characterized by a structural history involving early extension and later shortening. The early extension phase has been inferred to be a consequence of asthenospheric upwelling or mantle-plume ascent, with subsequent shortening due to thermal decay as the asthenosphere or plume subsided. The general similarity of tectono-thermal styles across these rift belts suggests that the initial asthenospheric upwelling and subsequent subsidence may have been an important factor in rift evolution.

*注：国家自然科学基金（40472098，40002015）资助
作者简介：李三忠，男，1968 年生，博士，中国海洋大学教授，博导，从事构造地质学、岩石学及海洋地质学的教学和研究工作。E-mail：sanzhong@mail.ouc.edu.cn

A Deformational Investigation of the Hengshan Complex: Implications for Structural and Tectonic Studies

Jian Zhang[1], Guochun Zhao[1], Sanzhong Li[2], Min Sun[1], Shunwen Liu[3]

[1]*Department of Earth Sciences, The University of Hong Kong, Pokfulam Road, Hong Kong, China (h0392041@hkusua.hku.hk)*

[2]*College of Marine Geosciences, Ocean University of China, Qingdao, 266003, China*

[3]*School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing, 100871, China*

Recent studies have led to a broad consensus that the North China Craton can be divided into the Eastern and Western Blocks, separated by the Trans-North China Orogen. However, controversy still remains as to the timing and tectonic processes involved in the amalgamation of the two blocks. Some workers propose a westward-directed subduction with final collision between the Western and Eastern Blocks at ~2.5 Ga (Kusky and Li, 2003), whereas others suggest an eastward-directed subduction with the final collision at ~1.85 Ga (Zhao, 2001; Zhao et al., 2000, 2001, 2005, Wilde et al., 2002). Obviously, this debate reflects the lack of detailed structural data and reliable high-precise isotopic ages. To resolve this controversy, we need numerous structural data and reliable isotopic ages, especially for those related to collisional and metamorphic events that occurred in the Trans-North China Orogen. In this study, we report structural data for the Hengshan Complex, which play important constraints on the tectonic processes of the amalgamation of the Eastern and Western Blocks.

The Hengshan Complex consists of predominantly ductilely deformed late Archean to Paleoproterozoic tonalitic-trondhjemitic-granodioritic (TTG) genisses intruded by mafic dykes of gabbroic composition metamorphosed to high-pressure (HP) granulite facies, subordinate pegmatites and granites. Detailed mapping on the Hengshan Complex reveals a complex deformational history. Various structural elements indicate that the Hengshan Complex experienced three distinct deformational episodes (D_1 to D_3) and three episodes of ductile shear zones (SZ_1 to SZ_3). The D_1 episode formed small, mostly meter-scale, isoclinal tight folds (F_1), relative penetrative axial plannar foliations (S_1) and mineral stretching lineations (L_1). D_1 fabrics were produced at the initial stage of the intensive collision and were reworked by the D_2 deformation. Associated with the D_2 episode are a series of NW verging folds and accompanied thrust faults. These folds are characterized by micro- and meso- asymmetric folds that indicate a NW-toward thrusting of the hanging wall. Regionally concurrent motion senses reflected by L_2 and other shearing indicators imply NW-SE-directed compression. Also associated with D_2 deformation is the development of sub-horizontal top-to-NW dextral shearing zones (SZ_1). After maximum possible crustal thickening, oblique-thrusting changes into NNE-SSW trending dextral transpressional ductile shear zone (SZ_2). This ductile shear zone has refoliated the TTG gneisses and mafic dykes to a finely banded assemblage of amphibolite- to greenschist-facies gneisses, and maybe related to the peak-temperature metamorphism in the Hengshan Complex. The D_3 episode resulted in regional-scale NNE-trending open folds (F_3) with near vertical axial planes, which slightly deflect the earlier D_1 and D_2 fabrics. The last teconic episode in the Hengshan Complex was the development of the Zhujiafang-Shuangqianshu ductile shear zone (SZ_3), a near E-W trending belt across the Hengshan Complex. This ductile shear zone is considered to represent an important tectonic boundary between the lower and middle crustal levels. All high-pressure granulites occur in the area north of this zone, whereas medium-pressure granulites occur in the area south of this zone (O´Brien et al., 2004).

Structural data presented in this study show that the structural patterns of the Hengshan Complex recorded a compressional tectonic event and support an eastward-directed subduction in the orogen in the

Trans-North China Orogen. In contrast, the new structural data cannot be well explained by the model of a westward-directed subduction.

Key words: **North China Craton; Archean; Paleoproterozoic; Hengshan; Deformation.**

References

Kusky, T.M., Li, J.H., 2003. Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton. Journal of Asian Earth Sciences. 22, 383–397.

O´Brien, P.J., Walte, N., Li, J.H., 2004. The petrology of two distinct granulite types in the Hengshan Mts, China, and tectonic implications. Journal of Asian Earth Sciences. (in press)

Wilde, S.A., Zhao, G.C., Sun, M., 2002. Development of the North China Craton during the Late Archaean and its final amalgamation at 1.8 Ga; some speculations on its position within a global Palaeoproterozoic Supercontinent. Gondwana Research. 5, 85-94.

Zhao, G.C., Cawood, P. A., Wilde, S. A., Lu, L. Z., 2000. Metamorphism of basement rocks in the Central Zone of the North China Craton: implications for Paleoproterozoic tectonic evolution. Precambrian Research. 103, 55-88.

Zhao, G.C., 2001. Paleoproterozoic assembly of the North China Craton. Geological Magazine. 138, 87-91.

Zhao, G.C., Wilde, S.A., Cawood, P.A., Sun M., 2001a. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: lithological, geochemical, structural and P-T path constraints and tectonic evolution. Precambrian Research. 107, 45-73.

Zhao, G.C., Sun, M., Wilde, S.A., Li, S.Z., 2005. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: key issues revisited. Precambrian Research. 137, 149-172.

SPOT U-Pb AND Hf ISOTOPE ANALYSES OF DETRITAL ZIRCONS FROM THE KHONDALITES IN THE WESTERN BLOCK OF THE NORTH CHINA CRATON

Xiaoping Xia, Min Sun*, Guochun Zhao

Department of Earth Sciences, the University of Hong Kong, Pokfulam Road, Hong Kong

A major advancement of Precambrian geology in the North China Craton has been achieved by its tectonic subdivision into the Eastern and Western Blocks separated by the Trans-North China Orogen(KUSKY and LI, 2003; ZHAO, 2001). However, further understanding the history of this craton is hindered by the lack of data for the Ordos Terrane, which is covered by basin sediments in the southern part of the Western Block. The khondalites in this block are high-grade metasedimentary rocks derived from the Ordos Terrane. Therefore, detrital zircon U-Pb and Hf isotope studies for these khondalites will provide insights into the basement nature of this terrane.

The spot zircon U-Pb isotope analytical procedure is developed by using a Nd:YAG 213 nm UV laser ablation system coupled to a VG PQExcel mass spectrometer in the Department of Earth Sciences, the University of Hong Kong (XIA et al., 2004) and successfully applied to the study of the detrital zircons from the khondalites in Jining, Wulashan and Lüliang Complexes. Most of the detrital zircons are igneous origin and yield U-Pb ages of 1.9-2.1 Ga, indicating a predominant Paleoproterozoic provenance. The khondalites have a maximum depositional age of 1.84 Ga and were metamorphised ~1.81 Ga ago, demonstrating that they were deposited in Paleoproterozoic and soon metamorphosed due to the assembly of the North China Craton.

Hf isotope data for detrital zircons from the Wulashan Complex show that they possess ε_{Hf} values between -8 and +9, suggesting their crystallization from magmas derived from underlying old crust and juvenile materials from the mantle. The lowest ε_{Hf} values with different ages define an evolution line that intersects the depleted mantle line at ~2.6 Ga in a ε_{Hf} vs. time diagram. This implies that the sedimentary procenance was underlain by a lower crust separated from the mantle at ~2.6 Ga. All the detrital zircons from one sample have ~2.0 Ga ages and positive ε_{Hf} from +1 to +9, recording a crustal growth event. Hf isotope data for the Lüliang Complex support that the sedimentary provenance was mainly underlain by a lower crust extracted from the mantle at ~2.6 Ga with significant juvenile crustal addition at ~2.1 Ga. The oldest crustal material was identified to be formed ~4.2 Ga ago. This result may show the existence of older component in the deep crust of the khondalite provenance or alternatively imply that the Lüliang khondalite in the Trans-North China Orogen came from a provenance different from that of the Khondalite Belt in the Western Block.

The above results indicate that the Ordos Terrane of the Western Block may have early Archean nuclei that underwent a major crustal accretion from the mantle at ~2.6 Ga and significant juvenile crustal addition at ~2.0-2.1 Ga. This is in striking contrast with the Eastern Block, which has two crustal growth peaks at 3.6-3.2 Ga and 3.0-2.6 Ga, and 2.8 Ga is the dominant time for crustal formation. These data clearly demonstrate that the Eastern and Western Blocks evolved separately before they collided to form the coherent North China Craton.

Kusky T. M. and Li J. H. (2003) Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton. *Journal of Asian Earth Sciences* **22**(4), 383-397.

Xia X. P., Sun M., Zhao G. C., Li H. M., and Zhou M. F. (2004) Spot zircon U-Pb isotope analysis by ICP-MS coupled with a frequency quintupled (213 nm) Nd-YAG laser system. *Geochemical Journal* **38**(2), 191-200.

Zhao G. C. (2001) Palaeoproterozoic assembly of the North China Craton. *Geological Magazine* **138**(1), 87-91.

* Corresponding author: minsun@hkucc.hku.hk

山西芦芽山早元古代紫苏花岗岩的成因：地球化学和 Nd 同位素证据*

刘超辉 刘树文 李秋根 党青宁 王月然

北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室，地球与空间科学学院，北京 100871

芦芽山紫苏花岗岩出露于吕梁山变质杂岩的最北端，主要由紫苏二长岩、紫苏石英二长岩、紫苏花岗岩和钾长花岗岩组成，其中含有麻粒岩、黑云变粒岩等围岩捕虏体，以及辉长岩、花岗岩等包体。岩体南部主要与太古宙到早元古代的界河口群片麻岩呈侵入接触，北部被寒武纪地层所覆盖。

芦芽山紫苏花岗岩主要由紫苏二长岩/紫苏石英二长岩，紫苏花岗岩和钾长花岗岩组成。SHRIMP 锆石年龄年代学分析表明紫苏花岗岩和石英二长岩形成于大约 1800 Ma。全岩地球化学分析表明，从紫苏二长岩到钾长花岗岩 SiO_2 含量在 59.6%到 74.8%之间， Al_2O_3 的含量在 13%左右，绝大部分样品落入偏铝性花岗岩，CaO、MgO、P_2O_5、TiO_2 和 Fe_2O_3 含量与 SiO_2 含量反相关，K_2O 与 SiO_2 正相关。在 K_2O-SiO_2 图上落在高 K 钙碱性花岗岩区，K_2O/Na_2O 比值在 0.81-2.97 之间。在原始地幔标准化蜘蛛网状图上，所有岩石都显示了 Nb、Ta、Sr 和 Ti 的亏损，Rb、K、La 和 Nd 的富集。这些微量元素地球化学特征反映了芦芽山紫苏花岗岩的岩浆来源于与洋壳俯冲有关的地壳物质。然而，在花岗质岩石的 Rb-（Y+Nb）构造环境鉴别图上，几乎全部样品投影在碰撞后花岗岩区内，显示 Rb、Y 和 Nb 高丰度的特点。在球粒陨石标准化图解上，它们表现为轻稀土富集（La_N/Yb_N 为 12-22）和 Eu 负异常（Eu*＝0.53-0.78），强分馏右斜式稀土配分模式。随着 SiO_2 的增加 La_N/Yb_N 比值增加，而 Eu*和∑REE 呈减小趋势。紫苏花岗岩的 Sm－Nd 同位素分析给出其模式年龄为 2.67～2.78 Ga, $^{143}Nd/^{144}Nd$ 初始值为 0.5010014~0.509961，$f_{Sm/Nd}$=-0.42~ -0.45。若把形成时间 1794Ma 作为 t 值，则 ε_{Nd}（t）＝-5.93－-6.97，落于 2.6~2.7Ga 地壳的 Nd 同位素演化区域内，表现了古老地壳物质再循环的 Nd 同位素地球化学特征，表明其源岩是在 2.60～2.70Ga 从地幔中分离出来的，岩浆起源于太古代老地壳的部分熔融，而 1794Ma～1800Ma 代表了它的结晶年龄。原始地幔标准化的微量元素图谱上显示了清楚的 Nb、Ta、Sr、P 和 Ti 的负异常，说明其源区岩石与岛弧物质有密切的亲缘关系。模式年龄显示其源区岩石最有可能来源于晚太古代变质玄武质岩石，即富铁镁质麻粒岩的部分熔融。

紫苏花岗岩的高 Ti、P 和 Zr 含量反映了它们较高的熔融温度。轻稀土强烈富集的配分曲线，反映源区物质存在大量的石榴石，指示岩浆源区经历了较高压力的变质作用。芦芽山紫苏花岗岩相对稳定的 K/Rb 比值（250－400）也与下地壳平均值接近。因此,芦芽山紫苏花岗岩体岩浆起源于下地壳太古代富铁镁质岩石在很高温度（900℃-1000℃）下的部分熔融，残留相中富集石榴石。

前人研究表明，在晚太古代到古元古代华北克拉通西部陆块和东部陆块之间存在一个古洋盆，在约 2000-1850 Ma 闭合后，东、西部陆块之间碰撞形成中部带。这预示着可能含碳酸盐岩的洋壳沉积物转入到造山带的根部，碳酸盐岩分解提供了富 CO_2 的流体相，在紫苏花岗岩浆形成过程中可能起了很重要的作用。在进变质脱水过程中黑云母和角闪石的分解会产生富 F 和 Cl 的流体，这种流体与富 CO_2 的流体一起导致了从角闪岩相到麻粒岩相转变中 U 和 Th 的移出。这种麻粒岩与花岗质熔体萃取形成的麻粒岩不同，它们没有明显的 K 和 Rb 的亏损。富 CO_2 流体的存在会使花岗岩体系的熔融温度升高和降低岩浆中水活度，使斜方辉石能够稳定存在，同时可能导致 K、Ba 和 Zr 在融体中富集，这些都与芦芽山紫苏花岗岩的特征一致。

芦芽山紫苏花岗质岩石在岩石学、地球化学和同位素特征与强烈水不饱和熔体（SiO_2 约为 60%）

*本论文为国家自然科学基金重大国际合作项目（40420120135）和国家自然科学基金项目（40472096）研究成果

的分离结晶特征较为吻合，其中辉石、斜长石、磷灰石和钛铁矿是主要的分离相。紫苏石英二长岩中普遍存在磷灰石和钛铁矿，具有较高的 TiO_2 和 P_2O_5 并且他们都随着 SiO_2 增加而降低，说明钛铁矿和磷灰石是早期结晶相。微量元素特征表明，Sr 与 Eu 明显正相关，二者均表现为负异常，紫苏石英二长岩等早期形成的岩石不仅明显偏基性，紫苏辉石、斜长石等矿物明显富集，晚期岩石碱性长石和石英富集，表明铁镁质矿物和斜长石是早期主要分离相，而钾长石的结晶分离主要在岩浆演化的晚期。一些样品中钾长石极度富集,导致其明显的正 Eu 异常。因此，芦芽山紫苏花岗岩体从紫苏石英二长岩、紫苏花岗岩到钾长花岗岩的演化，经历了紫苏辉石等暗色矿物和斜长石的结晶分异作用。

根据中部带是形成于东部地块和西部地块在大约 1850Ma 碰撞的产物以及恒山地区存在大量的约 1800Ma 的未变质基性岩墙群。我们认为紫苏花岗岩岩浆是在碰撞后的热松弛和隆起过程中俯冲洋壳拆沉、地幔上隆和幔源岩浆底侵，导致原来不亏损的麻粒岩质下地壳岩石高温脱水、减压熔融形成紫苏花岗岩岩浆。紫苏花岗岩的 1794Ma 的形成年龄与该区域 1850Ma 所代表的碰撞事件的时间间隔也与热－应力模拟研究得到的造山带从同碰撞挤压应力场到碰撞后阶段岩石圈伸展背景的时间应不超过 60Ma 基本吻合。

陇山杂岩地球化学和年代学研究－华北地块西南缘太古代－早元古代记录

何艳红[1,2]，孙勇[2]，赵国春[1]，孙敏[1]

[1,] 香港大学地球科学系，香港

[2,] 西北大学，西安 710069

Zhao et al（2001; 2005）提出华北克拉通基底以中部碰撞带为界分为东部陆块和西部陆块。东部陆块由早太古代（3.5～3.8Ga）的陆壳残片、晚太古代（2.5～2.8Ga）的TTG片麻岩和表壳岩组成；西部陆块由晚太古代（2.6～2.5Ga）的TTG片麻岩和超镁铁质－镁铁质火成岩以及早元古代孔兹岩组成；中部碰撞带主要由晚太古代至早元古代TTG片麻岩、表壳岩、镁铁质岩墙和同构造或后构造花岗岩组成，是2.1～1.8Ga全球造山带的一支（Zhao et al, 2002）。P-T轨迹研究显示前两者为逆时针（IBC），代表了～2.5Ga大量的地幔岩浆的底侵作用；而后者为顺时针（ITD），反映了～1.85Ga大陆碰撞的构造环境（Zhao et al, 2001）。但西部陆块南部被鄂尔多斯中新生代沉积盆地覆盖，尚未见基底岩石露头的报道。本文陇山杂岩内部晚太古代－早元古代LA-ICP-MS锆石U-Pb年代学记录的报道，将为这一地区的研究提供重要资料。

陇山杂岩北以固关－八渡脆性断裂带为界与华北克拉通相邻，南以保平－山门韧性断裂带与葫芦河群相隔（图1），构造位置类似于华北南缘的小秦岭地区，是一套中、深变质的火山－侵入岩和碎屑岩系，由长英质片麻岩、斜长角闪岩、富铝质片麻岩和硅镁质大理岩组成。本文研究区内陇山杂岩呈推覆体或飞来峰叠置于陈家河群和葫芦河群之上。

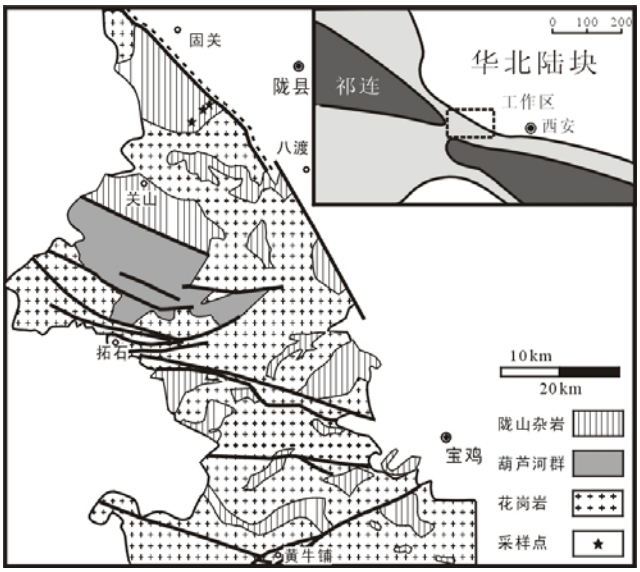


图 1. 陇山杂岩地质简图

来自陇县－关山剖面的黑云斜长片麻岩主要矿物组成：石英＋斜长石＋黑云母＋角闪石，在An-Ab-Or图解中落入英云闪长岩－花岗闪长岩区域。该套黑云斜长片麻岩以高SiO_2 (>59%)，Al_2O_3 (13.31~16.22)，高Na_2O/K_2O (1.85~3.49)以及Sr/Y (25~119.6)和$La/Yb_{(N)}$ （22.7~63.5）比值为特征，轻、重稀土强烈分异，富集LILE，亏损HSFE，与太古代TTG岩套的地化特征相似，且Sm/Nd (0.12～0.22)，

Th/Ta (9.17～26.79)和Rb/Zr (0.59～0.94)与小秦岭太华群TTG质片麻岩可以对比。本文运用锆石激光剥蚀等离子体分析技术（Elan6100DRC ICP-MS）对三个片麻岩样品，近100个点进行了锆石U-Pb测年分析。锆石颗粒干净透亮，可分为长柱和浑圆两种晶形。测年结果显示两组峰值年龄：1.90Ga（1.90～1.95Ga）和2.50Ga（2.45～2.50Ga）（何艳红等，2005）。1.9Ga锆石的Th/U比值集中在0～0.08（<<0.1），指示其为变质锆石；2.50Ga锆石的Th/U比值基本都大于0.1，指示其为岩浆锆石（图2）。综上，陇山杂岩形成于2.5Ga，随后经历了1.9Ga强烈变质作用的改造，U-Pb体系重置，与华北克拉通中部活动带基底岩系岩浆－变质事件的记录一致，代表了华北地块南缘基底的一部分。

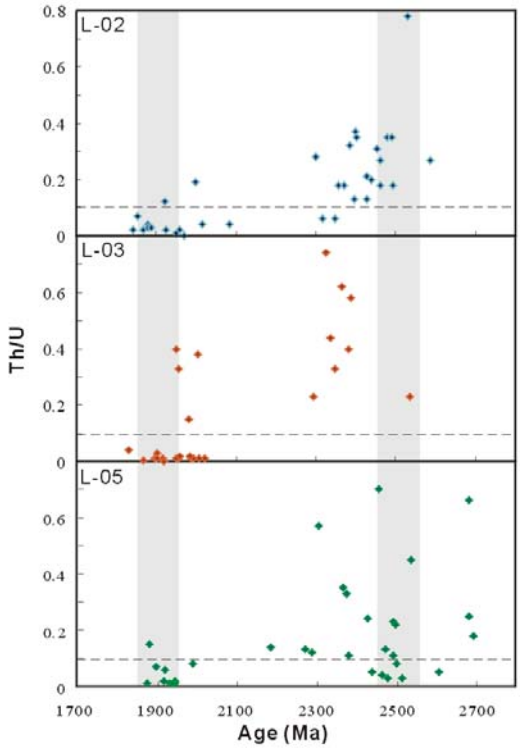


图 2. Age－Th/U

参考文献：

何艳红，孙勇，陈亮等. 2005. 陇山杂岩的LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄及其地质意义. 岩石学报，21（1）：125-134.

Zhao, G.C., Wilde, S.A., Cawood, P.A., Sun, M. 2001., Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: lithological, geochemical, structural and P-T path constraints and tectonic evolution. Precambrian Res. 107, 45–73.

Zhao, G.C., Sun, M., Wilde, S.A., Li, S.Z. 2005. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: key issues revisited. Precambrian Res. 136, 177-202.

Zhao, G.C., Cawood, P.A., Wilde, S.A., Sun, M. 2002. Review of global 2.1-1.8Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. Earth Sci Rev. 59, 125-162

Wilde, S.A., Zhao, G.C., Sun, M. 2002. Development of the North China Craton during the Late Archean and its final amalgamation at 1.8Ga: some speculations on its position within a global Paleoproterozoic supercontinent. Gondwana Res., 5, 85-94.

塔里木及邻区前寒武纪年代及构造演化

陆松年*、于海峰、李怀坤、王惠初、张传林、郑健康、金巍、相振群等
*天津地质矿产研究所　E-mail: tjlsongnian@cgs.gov.cn

塔里木陆台及邻区位于中国西北部，该陆台是我国三个规模最大的陆台之一，面积超过 60 万平方公里。根据构造演化及地层特征，塔里木陆台前寒武纪岩层可分为前南华纪变质基底和由南华系及震旦系构成的沉积盖层。太古宙岩层仅见于陆台北缘和东阿尔金至敦煌一带，主体是新太古代 TTG 片麻岩，但钕同位素及锆石捕获晶指示本区有更古老的岩石存在。古元古代岩层包括早期的深成侵入体及晚期的副变质岩，它们共同经受了约 1.95Ga 的变质作用或深熔作用的改造。在 1.8Ga 左右，出现了指示陆壳裂解的基性岩墙群和奥长环斑花岗岩，但迄今未发现与其经常共生的斜长岩。嗣后，塔里木陆台进入一个热－构造活动的相对平静期，直至中元古代末和新元古代初期才出现岛弧火山岩及同造山花岗岩，但由于后期造山运动的叠加和改造，它们仅以遗迹的形式存留于早古生代造山带中。研究区内约 820Ma 基性岩墙的发现及南华－震旦系地层序列，特别是冰成岩层的发育为探讨塔里木陆台与其他陆台的亲缘关系提供了重要的地质证据。陆台周缘的祁连－全吉地块、柴达木地块均卷入早古生代造山带之中，且在地块边缘形成同造山作用的岛弧带、洋盆和高压－超高压变质带。这次造山作用与泛非和加里东造山作用一样，是从罗迪尼亚超大陆破裂到联合大陆形成过程中，全球洋－陆转换的一个重要阶段。上述 7 次重大热－构造活动指示了塔里木陆台及邻区前泥盆纪所经历的重要地质过程，但细节仍待进一步研究。

一块巨大的古洋壳残片在京北发现

王仁民 卢登蓉 凤永刚
（北京大学地空学院）

在北京市北部西府营附近有一条夹持于闪长岩体之间的近东西向延长的变质地质体，宽 2Km 有余，长约 12km，产状陡立，按河北地质志属单塔子群，2002“中国地质图集”归入四合堂群。引起我们注意的是在这约 24Km2 的面积内，据 1：20 万区测至少有十个超镁铁“侵入体”。其地质位置也十分关键：它处于华北古陆核北缘，红旗营子群南缘，但它本身是一个独立的地质体。

据我们野外调查，该地质体竟是由一大片含有大量（决不止十个）超镁铁质包体的玄武岩变质而来的斜长角闪岩所构成。该范围内采金的古矿洞星罗棋布，表明该地质体对金矿有明显控制作用。还发现少量硅质岩断块，此外该范围内尚未发现任何其它的副变质岩石。

由于变形、混合岩化和退变质作用以及植被的发育，使正确取样和原岩恢复工作造成很大的困难。地质体东部混合岩化较弱，因而残存的细粒斜长角闪岩较多，但交代作用却较强，使超镁铁包体多已蛇纹岩化；而地质体西部混合岩化较强，使得前人误判为中性的角闪斜长片麻岩地层，但西部超镁铁包体却混合岩化较弱，主要呈现角闪石化的辉石橄榄岩包体。无论如何在慎重回避混合岩化影响的基础上已经查明其原岩为洋中脊型深海拉斑玄武岩，且枕状构造仍随处依稀可辨。

混合岩化作用也干扰了古洋壳年龄的测定。1999 年北京区调一队在西府营南的混合片麻岩中用锆石 Pb-Pb 法测得 2363±4 Ma 的结果，这是混合岩化的年龄，故推测该古洋壳的形成应略早于此。其南北两侧弥合了古断裂的辉长岩、闪长岩和花岗岩体应当是很晚期的与洋壳无直接关系的事件。2002 年我们已经提出，红旗营子群南缘存在一系列古洋壳残片，并有由南向北逐步后退发育的特点。这里应是一条最老的古洋壳残片。

扬子克拉通 35 亿年碎屑锆石的发现及其地质意义*

柳小明[1,2] 高山[1,2] 凌文黎[1] 袁洪林[2] 胡兆初[2]

1．中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室，武汉 430074

2．西北大学地质学系大陆动力学教育部重点实验室，西安 710069

古老岩石与陆壳物质的发现和研究是探讨地球形成和演化历史的主要途径，其中锆石定年是发现古老陆壳物质的主要手段。扬子克拉通已知最古老岩石和陆壳物质来自宜昌黄陵地区秭归－兴山一带的崆岭高级变质地体。SHRIMP U-Pb 锆石定年表明，其中 DTTG 质片麻岩的年龄为 2947～2903Ma，变沉积岩中存在年龄为 3275Ma 的碎屑锆石。扬子克拉通是否存在比崆岭地体更古老的岩石或陆壳物质，是解决该克拉通早期演化及其与华北克拉通对比的关键。本次采用 LA-ICP-MS 对在宜昌三峡地区震旦纪莲沱组砂岩(LT-01、LT-02)和南沱组冰积岩（NT-01、NT-02）中 680 颗碎屑锆石进行了 U－Pb 定年，发现了 10 颗谐和（谐和度为 99-100%）年龄>3.0Ga 的锆石颗粒。LT01 和 NT01 各含有一颗年龄为 3.5Ga 的锆石，其中莲沱组分析点 LT01-97 的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄为 3508±20 (1σ，下同)Ma，$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 3502±24Ma，$^{207}Pb/^{235}U$ 年龄为 3506±11Ma。南沱组分析点 NT01-132 的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄为 3502±16Ma，$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 3500±16Ma，$^{207}Pb/^{235}U$ 年龄为 3502±6Ma。该样品（分析点 NT01-87）中还发现 1 颗年龄为 3.44 Ga 的锆石，$^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄为 3437±15Ma，$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 3435±19Ma，$^{207}Pb/^{235}U$ 年龄为 3436±7Ma。莲沱组样品 LT02 中发现 2 颗 3.32-3.37Ga 的锆石，其中分析点 LT02-068 的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄为 3369±21Ma，$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 3321±26Ma，$^{207}Pb/^{235}U$ 年龄为 3351±12Ma；分析点 LT02-088 的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄为 3319±18Ma，$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 3324±21Ma，$^{207}Pb/^{235}U$ 年龄为 3321±9Ma。其它几颗锆石的年龄均小于 3300Ma。

以上所有锆石无论年龄如何，阴极发光图像均具典型岩浆震荡环带结构，且具典型岩浆成因的 Th/U 比值（0.46－0.76），表明这些锆石皆为岩浆锆石。扬子克拉通已知最古老的锆石来自崆岭高级变质地体变碎屑岩中的碎屑锆石，而本研究发现的 3319－3508Ma 碎屑锆石比前人发现的崆岭碎屑锆石老 44－233Ma，代表了扬子克拉通迄今发现的最古老的锆石，为中－古太古代岩浆作用的产物。作者同时对崆岭群 5 个变碎屑岩中 644 颗锆石的 LA-ICP-MS 定年表明，其中最老的年龄为 3.24Ga，与前人对崆岭变碎屑岩锆石定年一致，未发现>3.3Ga 的锆石年龄。说明崆岭地体包含的陆壳物质不老于 3.3Ga，指示扬子克拉通存在比崆岭地体更古老的陆壳，该陆壳或已被剥蚀殆尽，或被扬子克拉通广泛分布的后太古宙沉积岩覆盖。上述 3.3-3.5Ga 的莲沱组和南沱组中－古太古代碎屑锆石即来自这一源区。扬子克拉通是否存在更古老的陆壳物质，这是今后需要进一步深入研究的问题。

本研究受国家自然科学基金（批准号:40472099）长江学者和创新团队发展计划共同资助

E-mail: xiaomingliu@263.net

华北克拉通 2.2-2.1Ga 热事件：与太古宙 Kenorland 超大陆裂解有关？

张华锋[1, 2]，翟明国[2]，彭澎[2]，郭敬辉[2]

1. 中国地质大学，北京 100083

2. 中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029

赵国春等在 1998-2002 几年间陆续发表了数篇文章总结了华北克拉通基底岩石变质作用 PTt 轨迹特征，并结合前人及其新获得的阜平、五台、恒山地区片麻岩、基性麻粒岩锆石年代学资料，将华北克拉通划分为东部、西部陆块，进一步提出两陆块在早元古代 1.9－1.8Ga 碰撞形成了以阜平、五台、恒山、怀安、建平地区组成的中央造山带。该观点为华北克拉通早前寒武纪地壳演化提出了新的构造框架，并得到众多学者的支持（Wu et al., 2004; Kroner et al.,2004; O'Brien et al.,2004）。但同时也存在其他不同的演化模式和认识（李江海等，2000；Kusky et al.,2003;Zhai et al.,2000,2003；翟明国，2004）。

从桑干地区早前寒武纪研究现状来看，人们更多的关注是晚太古代末和早元古代末期构造热事件性质，而对早元古代中晚期地壳演化过程缺乏认识。近年来，我们通过对该地区基性和酸性麻粒岩地质体的研究结果表明，在早元古代期间，即早元古代末期的麻粒岩相变质作用之前，曾发生过一次重要的岩浆热事件，并以大量基性岩席、岩墙和高温 A 型花岗岩产出，结合前人对邻区及华北克拉通其他地区的研究成果，笔者认为华北克拉通在 2.2-2.0 Ga 期间的这次岩浆热事件很可能是一次大规模陆内伸展裂陷事件，可能与晚太古代形成的 kenorland 超大陆的裂解有关。

Geochemical, $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronological and Sr-Nd isotopic constraints on the origin of Paleoproterozoic mafic dikes from the southern Taihang Mountains and implications for the ca. 1800 Ma event of the North China Craton

Yuejun Wang[1]*, Weiming Fan[1], Yanhua Zhang[2],Touping Peng[1]

[1] *Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China*

[2] *CSIRO Exploration and Mining, PO Box 1130, Bentley, WA 6102, Australia*

The most important tectonothermal event in the North China Craton (NCC) occurred at ~1800 Ma, and was widely recorded in the early Precambrian rocks. This event has traditionally been named the "Lüliang Movement" and taken to mark the final cratonization of the NCC. However, two different tectonic models have been postulated to account for the ~1800 Ma event in the NCC. One suggests that the ~1800 Ma metamorphism and subsequent extension-uplift-magmatism (1800-1650 Ma) were caused by a mantle plume related to the break-up of a global pre-Rodinia supercontinent (Zhai et al., 2001; Zhai and Liu, 2003). The other model suggests a continental collision scenario, proposing that the NCC consists of two Archean blocks (the Eastern and the Western Blocks), separated by the ~1800 Ma Trans-North China Orogen (also named the Central Zone) (Zhao et al., 1999, 2000, 2001). This model also proposes that the 1870-1800 Ma metamorphism resulted from the continental-continental collision and that the following period of extension-uplift-magmatism (1800-1650 Ma) was a marker of postcollisional, and intracontinental rifting, reflecting a change of tectonic regime in the NCC.

There is one mafic dike swarm that is devoid of metamorphism and deformation, and that is one of the most important geological signatures of the ~1800 Ma event (Qian and Chen, 1987; Halls et al., 2000). This mafic dike swarm should therefore provide important information on mantle processes and the tectonic evolution of the NCC during the Paleoproterozoic. Although preliminary paleomagnetic data, lithochemistry and K-Ar geochronology of these mafic dikes have been reported (Hou and Mo, 1994; Halls et al., 2000; Qian and Chen, 1987; Li et al., 2001), the precise age and systematic geochemistry are rare. Hence, the nature of the mantle source beneath the Central Zone of the NCC at ~1800 Ma remains poorly constrained. In this study, systematic geochemical, ^{40}Ar-^{39}Ar geochronological and Sr-Nd isotopic analyses of the unmetamorphosed mafic dikes in the southern Taihang Mountains are presented.

These mafic dikes form a tholeiitic series dominated by basalts and basaltic andesites, and can be geochemically classified into three groups: The Group 1 and 2 rocks are characterized by high total FeO contents (12.69- 15.61%), of which the Group 1 rocks are more enriched in LILE and LREE contents and depleted in HFSE ((Th/Nb)n=2.5-3.8, (La/Yb)cn=3.0-5.8; (Nb/La)n=0.27-0.38) and have more radiogenic Nd isotopic ratios ($\varepsilon_{Nd}(t)$=-3.40~-5.14), than the Group 2 rocks ((Th/Nb)n=0.8-1.2, (La/Yb)cn=1.5-2.1, (Nb/La)n= 0.65-0.87, $\varepsilon_{Nd}(t)$=-0.60~-1.67). In contrast, the Group 3 rocks are typified by low FeOt (7.86-11.04 %) and high MgO (5.62-9.56 %) contents. Higher (La/Yb)cn (4.22-7.13) ratios, less radiogenic Nd isotopic ratios ($\varepsilon_{Nd}(t)$=-2.75~-5.52), and more significant Th-U and Nb-Ta depletion are also apparent features. $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of three representative samples from each group yielded plateau ages of 1780.7±0.5 Ma, 1765.3±1.1 Ma and 1774.7±0.7 Ma, respectively. These elemental and isotopic data suggest that the geochemical variations of these rocks cannot be simply explained by crystallization from a common parental magma involving crustal contamination during emplacement. Instead, they most likely originated from variable sources under different degrees of partial melting. The Group 1 rocks were derived from

relatively low degrees of partial melting of a refractory lithospheric mantle previously metasomatised by subduction-related fluids, whereas the Group 2 rocks originated from a hybridized source involving ca. 40 % subduction-modified lithospheric mantle, similar to the Group 1, and ca.60 % N-MORB component. In contrast, the Group 3 rocks show significant Th-U depletion that may mark the involvement of portions of gabbroic lower crust trapped in the source region during subduction. Based on all the available data, we propose a tectonic model of a full subduction-syncollision-postcollision-rifting cycle for the evolution of the NCC between 1870 Ma and 1765 Ma. A variety of source regions beneath the southern Taihang Mountains initially developed during the period of subduction/collision, and subsequent extension/rifting resulted in the melting of the subduction-modified lithospheric mantle, which produced widespread Paleoproterozoic mafic dikes on the Trans-North China Orogen in response to upwelling of convective mantle.

中条山涑水杂岩中 TTG 系列岩石的锆石 SHRIMP 年代学和地球化学及其地质意义

田伟 刘树文 刘超辉 余盛强 李秋根 王月然
造山带与地壳演化教育部重点实验室，北京大学地球与空间科学学院，北京 100871

中条山前寒武纪地块位于华北克拉通中部南缘，对于其形成时代和在华北克拉通前寒武纪演化中的构造位置一直存有争议．涑水杂岩作为中条地块最古老的地质单元，是早期陆壳形成过程的重要产物，但对其时代一直存有不同看法．孙大中等[1]根据对不同岩性单元的锆石 U-Pb 年代学研究认为涑水杂岩中虽有部分太古代岩石存在，但其主体岩浆活动在早元古代(晚于 2400Ma)．而白瑾等[2]根据区域地质分析认为涑水杂岩应为太古代大陆岩浆弧作用的产物，其西南部解州附近 TTG 岩石的锆石 U-Pb 年代（~2453-2618Ma）[5,6]支持这一论断．从构造属性来看，存在将中条地块划归华北克拉通中部活动带中的古老块体[3]和西部地块太古代基底[4]的不同看法，这主要是源于对涑水杂岩时代和形成环境的不同认识．作者对涑水杂岩中 TTG 岩石进行了锆石 SHRIMP 年代学测试，获取了位于涑水杂岩东北部和中部、构成其主体的 TTG 岩石年龄为 2560～2477Ma，支持中条地块最早形成于太古代的看法．位于涑水杂岩西南部的 TTG 岩石获取了～1985Ma 的岩浆侵位年龄，并有证据表明其捕获了形成于新太古代晚期（~2488Ma）的残留锆石．这表明确实存在侵位时代为早元古代的 TTG 类岩体．在永济附近已有早元古代的岩浆岩侵位年龄报道，但都是偏碱性的正长花岗岩[1, 6]，而早元古代的 TTG 类岩石在这一带尚属首次报道．

对晚太古代和早元古代两类 TTG 的地球化学特征的研究表明两类 TTG 岩石存在明显的差别：主元素方面，晚太古代 TTG 岩石系列相对富 Ti、P，贫 Al、Na，而早元古代 TTG 系列则拥有较高的 Al、Na 含量，同时 Ti、P 较低；微量元素方面，晚太古代 TTG 富 Y、Co、La，并具有较低的 Eu 值，而早元古代样品则亏损相应元素，并具有较高的 Eu 值．稀土元素的分布模式和微量元素蛛网图证实了这种差异，并进一步表明两个系列的岩石成因明显不同：以 ZT4020-1 为代表的晚太古代 TTG 系列岩石轻重稀土分异较强($(La/Yb)_N$=18.35~34.95)、其轻稀土含量在 100 倍球粒陨石含量左右，重稀土含量相对较高(但低于 10 倍球粒陨石值)、基本无 Eu 异常或较低的 Eu 负异常(Eu=0.82~2.37)，在蛛网图上，其 Sr 含量较高(平均 505×10^{-6})，同时 Nb、P、Ti 明显亏损．这些特征与典型的晚太古代 TTG 系列岩石是一致的，是太古代高热流条件下，岛弧环境中洋壳的直接熔融产物[7]．以 ZT4008-1 为代表的早元古代样品同样具有轻重稀土分异强烈((La/Yb)N=5.28~38.71))的特征、但其轻稀土含量均低于 50 倍球粒陨石值，重稀土含量极低、并具有明显的 Eu 正异常(Eu=1.0~2.87)，同时在蛛网图上，其 Sr 含量偏低(平均 337×10^{-6})，虽然表现出富集特征，但主要是由于稀土含量的极端亏损造成的．极度贫稀土元素、强烈 Eu 正异常和低 Sr 含量的特征表明早元古代 TTG 岩石与典型的岛弧型岩浆[14]有明显差别，需要其它形成机制来解释．可能的机制有两种：1 加厚地壳下部榴辉岩相基性岩石的部分重熔，其残留体中含有大量的石榴石和富集稀土的矿物如钛铁矿、磷灰石和锆石等；2 基性岩浆通过大量镁铁质矿物的结晶分离，形成类似特征的酸性岩浆．对

于第一种机制，Ti、P、La、Co、Y 等的强烈亏损证实了钛铁矿、磷灰石和锆石等在残留相中大量存在，而明显的 Eu 正异常则可以用残留相中没有斜长石来解释．对于第二种可能，需要大量的基性母岩浆才能分异出一定规模的上述 TTG 类岩浆，但是涞水杂岩中并不存在大量基性岩浆岩，难以提供足够的母岩浆．同时，结晶分异过程的晚期必然有斜长石的大量分离，会造成明显的 Eu 负异常，即便大量角闪石的分离结晶可以抵消这种负异常，甚至产生一定程度的 Eu 正异常，但角闪石的贫 Sr 特性会造成熔浆富 Sr，这与该类型岩石的低 Sr 特征并不相符．另外，ZT4008-1 的 CL 图像表明其锆石有相当一部分拥有晚太古代残留锆石的核心，这进一步证实了重熔成因的合理性．

根据年代学结果和地球化学特征可以确定，涞水杂岩至少包含两类不同的 TTG 类岩石，具有岛弧特征的 TTG 类为晚太古代岛弧体系中洋壳在高温条件下直接重熔形成，其成因类似埃达克岩但又有独特的特性．壳熔成因的 TTG 类为新元古代加厚陆壳底部的基性岩在榴辉岩相发生重熔形成，意味着当时存在一个巨厚的陆壳，这与当时的华北克拉通东西陆块大规模的碰撞对接直接相关．这说明中条地块受到华北克拉通中部带在古元古代活动的影响，其西南端 TTG 岩石的地球化学特征反映了古元古代晚期华北克拉通西部陆块东缘存在活动大陆边缘性质的岩浆作用．这一事实支持中条地块位与华北中部活动带的论断．

本项研究由国家自然科学基金重大国际合作项目（编号：40420120135）资助．

部分参考文献：

[1] 孙大中，等．中条山前寒武纪年代构造格架和年代地壳结构．北京：地质出版社，1993，180
[2] 白瑾，等．中国前寒武纪地质.北京：地质出版社，1996，143
[3] Zhao G C, et al. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: lithological, geochemical, structural and P-T path constraints and tectonic evolution. Precambrian Research, 2001, 107: 45
[4] Kusky T M, et al. Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton. Journal of Asian Earth Sciences, 2003, 22: 383
[5] 唐立忠．中条山西南段太古宙变质岩石单位的划分与对比．华北地质矿产杂志，1996，11(3)：463
[6] 张兆琪，等．中条山西南段基底岩系的地质特征．地质调查与研究，2003，26(4)：193
[7] Martin H, et al. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos, 2005, 79: 1

中天山东段元古代花岗质片麻岩的地球化学特征、岩石成因及其构造背景

李秋根[1,2)],，刘树文[1)]，王宗起[2)]，阎全人[2)]，郭召杰[1)]，张志诚[1)]，郑海飞[1)]，姜春发[2)]，王涛[2)]，储著银[3)]

1）造山带与地壳演化教育部重点实验室，北京大学地球与空间科学学院，北京 100871

2）中国地质科学院地质研究所，北京 100037

3）中国科学院地质与地球物理所， 北京 100029

中天山南北两缝合带把天山造山带自北向南划分为北天山构造带、中天山构造带和南天山构造带。乌鲁木齐-和静断裂把中天山构造带分割为东、西两段。在中天山构造带东段内存在着许多前寒武纪变质地块，它们具有不同的规模和形态，经历了多期变形变质作用的改造。在这些不同规模的变质地块中，库米什-干沟和帕尔岗塔格变质地块最为具有代表性，上覆古生代和中生代沉积盖层。这些前寒武纪变质地块主要由星星峡群变质地层和侵入其中的元古代花岗质片麻岩组成，广泛遭受了绿片岩相到角闪岩相变质作用。野外地质关系、岩石学和地球化学特征表明，元古代花岗质片麻岩主要为两类：（1）石英闪长质片麻岩和（2）花岗闪长质-二长闪长质片麻岩，并含有少量英云闪长质和奥长花岗质片麻岩。其中，石英闪长质片麻岩以高 Mg＃（51.0 ~ 57.0），低 Sr/Ce（< 5.3），Sr/Y (< 28)，低 Ba/Th (< 211)，相对平坦的 REE 配分模式和较小的负 Eu 异常和高的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值为特征，表明这些石英闪长质片麻岩源于板片流体和俯冲沉积物交代后的亏损地幔部分熔融，在随后上升过程中受到地壳 AFC 作用。然而，花岗闪长质-花岗质片麻岩主要以高的 K_2O 含量和 $CaO/(MgO + FeO^*)_{mol}$ 值、低的 $Al_2O_3/(FeO^* + MgO + TiO_2)$和$(Na_2O + K_2O)/(FeO^* + MgO + TiO_2)$值、相对平坦的 REE 配分模式和强的负 Eu 异常、低的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值和老的 Nd 模式年龄（T_{DM}）为特征，说明这些花岗闪长质-二长花岗质片麻岩主要源于钙碱性的基性-中性变质岩浆岩的部分熔融。中天山东段元古代花岗质片麻岩以低 $FeO^*/(FeO^* + MgO)$为特征，为典型的镁质花岗岩类，类似于 Cordilleran 花岗质岩石。常量元素和微量元素构造区分表明中天山东段元古代花岗质片麻岩主要形成于大陆岩浆弧的构造背景。

关键词：中天山构造带东段，元古代，花岗质片麻岩，岩石成因，构造背景

内蒙固阳绿岩带中富 Nb 火山岩－埃达克质火山岩组合成因及其地质意义

陈 亮[1, 2], 郭敬辉[1], 陈福坤[1], 刘富[1]
1.中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029
2.西北大学地质学系，西安，710069
chenl@mail.igcas.ac.cn

内蒙中部的色尔腾山地区是华北克拉通西部陆块有代表性的太古宙基底露头之一。固阳西部的绿岩地体总体上为一套经历绿片岩相至低角闪岩相变质的火山－沉积岩系，火山岩组合由下部的拉斑系列岩石组合和上部的钙碱系列组合构成，拉斑系列底部存在少量已经变质为角闪石岩的科马提质岩石（内蒙古地质矿产局，1986）。前人曾在色尔腾山群的斜长角闪岩中获得2530Ma的全岩Sm-Nb等时线年龄(王汝铮等, 1993)。3个样品的锆石单颗粒蒸发法Pb－Pb年龄在2520～2550Ma之间（Chen et al., 2005），与邻近地区的晚太古代侵入岩的形成时代（张维杰等，2000；陶继雄，2003；简平等，2005）基本一致。

火山岩层序下部的基性－中性变质火山岩的岩石地球化学研究显示，除了存在岛弧钙碱性火山岩以外，部分中基性火山岩具有富Nb火山岩的地球化学特征，Nb、TiO_2、P_2O_5的含量和Nb/La、Nb/Th比值均明显高于伴生的岛弧钙碱性火山岩，与Superior地区的晚太古代富Nb火山岩可以对比，可能代表了受到初始埃达克质岩浆交代过的地幔楔的部分熔融产物。

部分中酸性火山岩具有埃达克岩的地球化学特征，高Al_2O_3、低TiO_2和P_2O_5，轻重稀土分异强烈，重稀土元素和Yb显著亏损，稀土曲线具有明显的正Eu异常， La/Yb和Sr/Y比值在40～200之间，在Sr/Y－Y图解中，这些样品均落入埃达克岩范围。较高的过渡金属Cr、Ni含量暗示岩浆在上升的过程中经历了地幔橄榄岩的混染。

固阳绿岩地体中富Nb火山岩和埃达克质火山岩的存在指示了俯冲板片熔体及其与上覆地幔楔相互作用过程的充分发育，说明活动大陆边缘的俯冲带岩浆活动在本地区是重要的陆壳增生机制。固阳绿岩地体是西部陆块北缘在2.5Ga前后一次区域规模的，板块体制下的陆壳侧向增生事件的产物。

冀东遵化新太古代豆荚状铬铁矿铂族元素特征、

程素华 李江海
北京大学地球与空间科学学院造山带与大陆演化重点实验室 100871

铂族元素对源区的部分熔融和残余岩浆的硫饱和度非常敏感（Hamlyn et al.,1985;Barnes, et al.,1987;Sun,et al.,1991;Keays,1995），可以作为衡量源区硫饱和度，在示踪镁铁、超镁铁岩石演化与成因，尤其是上地幔环境中豆荚状铬铁矿形成方面具有重要作用（Garuti et al.,1997;储雪蕾，2001，zhou et al，1998）。

遵化豆荚状铬铁矿是遵化蛇绿混杂岩带地幔岩中的组成部分，位于华北克拉通 25 亿年中部造山带东北段前陆地区（李江海等，2002；黄雄南等，2003），区域变质程度达角闪岩相局部为麻粒岩相，直接围岩是方辉橄榄岩或者纯橄岩（蛇纹石化），以纯橄岩、斜辉辉橄岩、橄榄岩等组成的超镁铁质透镜体的形式产于黑云母斜长片麻岩中。豆荚状铬铁矿一般产于纯橄岩中，少量产于蛇纹岩化的辉橄岩中。工作区位于北峪、朱岭、毛家厂等地区。遵化蛇绿岩套中保存了世界上最古老的豆荚状铬铁矿，是研究早期地幔的直接样品（Li, et al.,2002；夏琼霞等，2004）。本文在前人研究的基础上主要从铂族元素和 0s 同位素方面分析遵化豆荚状的铂族元素特征。

1．豆荚状铬铁矿样品描述

遵化豆荚状铬铁矿具有与世界典型地区如阿曼等地类似的豆状、豆荚状、网状和致密块状等多种原生结构和高温变形结构（Li, et al, 2002;李江海等，2002；黄雄南等，2003；陈征等，2004）。以下主要以豆状结构为例，简述研究区豆荚状铬铁矿的一般特征。豆体一般为椭圆形，有的为圆形，直径为 ,基质和完全被蛇纹石充填，后期裂隙发育也被蛇纹石或者后期硫化物充填。

遵化豆荚状铬铁矿具有高铬、低钛的特征，绝大多数铬铁矿的 Cr_2O_3 通常大于 50％，Cr#（Cr/(Cr+Al)一般大于 0.8，属于高铬型，Cr_2O_3 含量较西藏罗布莎高。个别样品（01525-1，北峪侵入辉橄岩的辉石脉）Al_2O_3 达到 28. 565％（Cr_2O_3 为 31. 366％），为高铝类型（黄雄南，2003）。多数豆体的成分均一，常量元素 Cr, Al ,Fe, Mg 变化很小（陈征等，2004），由于蛇纹石化作用，裂隙和基质中 Mg 含量增大。部分豆体与基质的接触部位形成磁化边,铁含量较高。有的豆体中主要元素分布没有明显的规律性，但是西藏罗布莎豆荚状铬铁矿的分布比遵化均一（Puls,2003），这可能与遵化豆荚状铬铁矿经历的强烈变形变质作用有关。遵化豆荚状铬铁矿具有高铬、低钛的特征。遵化豆荚状铬铁矿绝大部分为高铬型铬铁矿，Cr_2O_3 通常大于 50％，Cr#一般大于 0.80，

2．分析方法

铬铁矿的主量元素在北京大学地球与空间学院电子探针室分析，铂族元素数据在中国国家地质实验测试中心，用硫试金富集与等离子质谱仪结合测定。其中 ICP-MS 测定 Pt、Pd、Rh、Ir、Ru，同位素稀释法测 Os。

3． 实验结果

遵化豆荚状铬铁矿的 Cr#=100Cr(Cr+Al)>80，为高铬型豆荚状铬铁矿，不同结构常量元素之间并无明显差别铂族元素分析结果如下：Os＝0.040-0.057ppm，Ir＝0.041-0.061ppm，Ru＝0.039-0.074，Rh＝0.005-0016ppm，Pt＝0.001-0.009ppm，Pd＝0.001-0.003ppm。

遵化豆荚状铬铁矿 PGE 的球粒陨石标准化图，总体上与世界典型豆荚铬铁矿如西藏罗布莎类似具有负斜率的分布特点(周美付等，1998；Buchur et al.,2004)，Os、Ir、Ru 相对富集，Pt、Pd 亏损。具体而言，遵化地区 PGE 球粒陨石标准化图解有两种类型：（1）Pt 轻微亏损（2）Pt 强烈亏损（图 4）。

4。讨论

4.1 豆荚状铬铁矿中 PGE 分布模式的成因

铬铁矿在铂族元素分离中的作用和铬铁矿中铂族元素最初出现方式还不完全清楚。许多作者认

为IPGE在岩浆结晶作用的早期分馏，而PPGE滞留在残余的硅酸盐岩浆中(e.g.Peck, et al.,1992; Keays, 1995)，但是关于在铬铁矿中 IPGE 是否以固溶体的方式移出，还存在争议(Brugamnn et al.,1987；Peck et al.,1992)，豆荚状铬铁矿中有些铂族元素矿物包裹体（Keays,et al., 1981；Fryer and Greenough，1992；Barnes,1993；和 Malitch, et al.,2001）被认为是与早期从硅酸盐溶体中的结晶相一起沉淀的。

研究表明，在结晶分异作用过程中除受硫化物分异作用的控制外，还受橄榄石和铬铁矿分异作用的控制；而 PPGE 则主要受硫化物分异作用的控制（Barnes, et al.,1988;Brugmann, et al., 1987; Capobianco, 1990）。

如前所述，遵化豆荚状铬铁矿 PGE 具有蛇绿岩型特征的负斜率分布特点。多数豆荚状铬铁矿中 Pt 和 Pd 含量非常低说明在铬铁矿形成是没有硫化物与铬铁矿一起沉淀,因此成矿的岩浆也是硫不饱和的。铬铁矿中 Pd 和 Pt 含量的确比矿形成时的上地幔中的含量要低得多。如果铬铁矿基本上是置换的物质，它们应该继承所置换地幔系列一部分的一些铬铁矿和硫化物。在熔体－岩石相互作用过程中，只要硫化物保留在上地幔，所有的它的铂族元素将留在残余相中，因为它们在硫化物/硅酸盐中高的分配系数。但是，由于硫化物的完全分解，Pd 和 Pt 在硫不饱和的岩浆中将被移走。铬铁矿中 Pd 和 Pt 的低含量说明在为在铬铁矿形成前后地幔中 Pd 和 Pt 被移走提供了充分的证据。这暗示了侵入的岩浆必定分解了地幔中的硫化物并且移走了一部分那里的 Pd 和 Pt。在这种情况下，硫必需是高度不饱和的(Zhou et al.,1998)。

已知的多数硫不饱和的镁铁质岩浆可能是玻安岩，它形成在非常亏损的上地幔环境，那里大量的原始上地幔中的硫已经在玻安岩形成前被移走（Hamlyn and keays,1986）。如早期讨论的，高铬铬铁矿的铬铁矿的成分暗示它们形成于玻安岩岩浆，这种岩浆产生深度比豆荚状铬铁矿要深。玻安岩岩浆侵位到在形成铬铁矿的亏损的方辉橄榄岩，将产生硫含量更低的混合岩浆，因为亏损的方辉橄榄岩由于以前的熔体分离硫和铁亏损。因此，熔体/岩石相互作用将导致没有硫化物分离的豆荚状铬铁矿的形成，这样形成的豆荚状铬铁矿 Pd 和 Pt 亏损(Zhou et al.,1998)。

蚀变作用和变质作用是控制 PGE 后期分馏作用的主要因素 (Barnes,1988；侯泉林等，1994)，Barnes(1988)详细研究了蚀变程度不同的科马提岩中的 PGE 分布模式，发现随着变质程度的增加，Pt 负异常增加。本区研究的样品中，Pt 的亏损程度是不同的，其中一个样品 Pt 负异常很强，这可能与局部蚀变程度较强有关。

4.2 豆荚状铬铁矿形成的构造环境

豆荚状铬铁矿被认为是来自深部的侵入的岩浆与上地幔相互作用形成的。在发育的扩张中心，比如洋中脊，原来存在的岩石圈地幔是薄的并且在扩张过程中被移走，洋中脊玄武岩岩浆随着时间大体上保持不变。因此深部的岩浆与围岩相对平衡，无法形成大的铬铁矿体（Zhou and Robinson,1997），在上俯冲带环境相对不动的，老的岩石圈地幔可能有经部分熔融、岩浆－岩石相互作用和岩浆的注入过程形成的多种地幔橄榄岩（Edwards and Malpas,1995）。在这种环境中岩浆的成分也可以发生变化（Robinson, et al.,1983）,形成具有多种铂族元素模式的豆荚状铬铁矿，证据包括铬铁矿中含挥发分的包裹体和蛇绿岩中岛弧副矿物中具有豆荚状铬铁矿。

形成高铬的豆荚状铬铁矿被认为是玻安岩岩浆与不同亏损程度的地幔橄榄岩相互作用的结果。由于玻安岩只知道是在严重亏损的上俯冲带环境形成的（e.g.Crawford, 1984）,所以认为遵化豆荚状铬铁矿形成于类似的环境即形成于俯冲带上的岛弧环境。

5．结论

1. 遵化高铬型豆荚状铬铁矿铂族元素具有与世界典型地区类似的负斜率分布特征
2. 硫不饱和的玻安岩浆与亏损的方辉橄榄岩相互作用形成高铬型豆荚状铬铁矿
3. 玻安质母岩浆的影响是造成铂族元素分异的重要原因
4. 蚀变作用是铬铁矿中 PGE 后期分异的主要因素

东南极埃默里冰架东缘石榴二辉麻粒岩的时代、P－T 轨迹及其构造意义

刘晓春[1]　任留东[2]　赵越[1]　徐刚[1]　简平[2]

[1]中国地质科学院地质力学研究所，北京 100081

[2]中国地质科学院地质研究所，北京 100026

在东南极埃默里冰架东缘的麦卡斯克尔丘陵(Mckaskle Hills)发现了石榴二辉麻粒岩，其内发育典型的减压反应结构。麻粒岩的峰期组成矿物是石榴石＋斜方辉石＋单斜辉石＋角闪石＋斜长石＋钛铁矿－磁铁矿连晶±黑云母，减压后成合晶矿物为蠕虫状斜方辉石＋单斜辉石(很少)＋角闪石(很少)＋斜长石＋钛铁矿－磁铁矿连晶，石英仅以包裹体的形式保存在石榴石中。两种辉石均发育丰富的出溶片晶，其中单斜辉石中出溶密集而平行排列的斜方辉石片晶，并伴有微量铁钛氧化物叶片；斜方辉石中出溶密集排列的铁钛氧化物片晶，并伴有少量单斜辉石条纹。辉石出溶结构的发育说明岩石经历了缓慢的冷却过程，在这种情况下，必须先恢复辉石的原始成分才能获得峰期变质条件。我们使用电子探针大束斑(25μm)在具有均匀排列出溶片晶的颗粒上等距地分析 20 个点，然后求其平均成分作为辉石的原始成分。使用石榴石－斜方辉石－单斜辉石－斜长石－石英地质温压计获得峰期变质条件为 850°C、0.9GPa，由于基质中石英的缺乏，该压力只代表最小值。因为岩石的缓慢冷却，蠕虫状后成合晶矿物可能受到了低温扩散的强烈影响，致使其 Mg－Fe 比值发生了较大的变化，使用常规 Mg－Fe 交换温度计获得的退变温度仅为 600°C，压力 0.3-0.6GPa，这显然是不合理的。使用对低温扩散不敏感的 Al 溶解温度计得到的温度接近于 800°C，可能代表减压阶段的真实温度。据此推断石榴二辉麻粒岩的 P－T 轨迹为典型的近等温减压型，类似于绝大多数麻粒岩地体的变质演化过程。

前人对东南极普里兹湾姐妹岛(Sostrene Island)石榴二辉麻粒岩的研究表明，早期温压相对较高的麻粒岩相变质作用发生于 990Ma，后期减压矿物组合则形成于 530Ma。也就是说，麻粒岩的两阶段变质不是形成于同一个变质事件，因此不能简单地将二者连接成一个近等温减压轨迹。为了查明埃默里冰架东缘的石榴二辉麻粒岩是形成于两次变质事件，还是形成于同一变质事件的两个阶段，我们对该麻粒岩及其围岩中的锆石进行了离子探针定年。定年结果表明，锆石经历了复杂的生长历史。石榴二辉麻粒岩中的锆石明显分为三个生长期：第一期保存在锆石核部，具有典型的岩浆生长环带，其年龄大致在 1150Ma 左右；第二期为灰白色的变质生长边，其年龄散布于约 600-1000Ma；第三期为暗色生长边或单独的圆形颗粒，其年龄集中在 522±15Ma。另一个不含石榴石的二辉麻粒岩仅获得了约 950-1150Ma 的继承年龄，未发现泛非期的变质增生。附近的片麻岩锆石生长相对简单，其核部为典型岩浆锆石，年龄为 1145±14Ma；边部很窄，为灰白色变质增生，年龄为 525±24Ma。另一个片麻岩锆石颗粒细小，核部保存不好，但仍反映了约 950-1150Ma 的年龄信息，边部则集中在 534±13Ma。综合分析认为，埃默里冰架东缘的麻粒岩组合的原岩侵位于约 1150Ma，第一期变质发生在约 950-1000Ma，第二期变质发生在约 525-535Ma。然而，由于石榴二辉麻粒岩的峰期变质条件与片麻岩完全相同，而后者并未记录格林威尔期的年龄信息，我们倾向于认为石榴二辉麻粒岩中发育的减压结构代表同一个泛非高级变质事件的两个演化阶段。若如此，则普里兹带具有大陆碰撞带的特征。

南极拉斯曼丘陵硼硅酸盐矿物的变质演化及其地质意义

任留东[1] 王彦斌[1] 陈廷愚[1] 赵 越[2] 刘小汉[3]
1 中国地质科学院地质研究所，北京 100037;
2 中国地质科学院地质力学研究所，北京 100081;
3 中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029

硅硼镁铝矿-硼柱晶石-电气石是一套富含挥发分（主要为 B、F、Cl、OH 或 H_2O 等）的硼铝硅酸盐矿物组合，其产出较为罕见，一般出现在高级变质-深熔作用改造的副片麻岩中。Grew（1990；1998）等人多次指出，硼硅酸盐矿物组合的形成与深熔作用关系密切。因此，对于富含 B、F、Cl 和 OH 的矿物组合的研究可以了解变质-深熔作用的发生和发展过程。

Carson 等人（1995）认为，南极拉斯曼丘陵硼硅酸盐矿物硅硼镁铝矿-硼柱晶石-电气石是变质峰期形成的稳定组合。通过我们的研究，上述三种硼硅酸盐矿物之间明确呈现出交代、转化关系，如硼柱晶石裂缝中形成硅硼镁铝矿-石英-黑云母组合，硅硼镁铝矿的边缘又生长电气石。而所有这些硼硅酸盐矿物组合均交代、切割石榴子石、紫苏辉石和夕线石，硼硅酸盐矿物的出现与黑云母和钾长石、斜长石和石英以及伟晶岩脉等关系密切；从野外及镜下观察得知富含挥发分的矿物组合与变质晚期长英质岩石中大量出现浅色体的时期相对应，与深熔作用关系密切。

一般硅酸盐矿物的关系：

Bt_1-Pl_1-Qtz→Sil→Opq→Bt_2→Grt-Pl-Kfs→Spl→Crd→Bt

主要与硼硅酸盐矿物有关的矿物演化顺序：

Qtz-Trn_1→→Sil→HIM→→Trn_2→→Spl-Spr→**Prs**-Opx-Pl→Crd-**Gdd**-Kfs→Bt –Trn_3；

硼硅酸盐矿物本身有递进关系，而不是同时形成：

Trn→ Prs → Gdd → Kfs → Trn

Trn-Qtz 系组合的初期形式，Prs-Gdd 为其进一步变质改造的产物。与电气石相伴的磷酸盐矿物为磷灰石，与硼柱晶石相伴的磷酸盐矿物多为独居石、磷钇矿；与硅硼镁铝矿相伴的主要是磷灰石，偶尔见独居石、磷钇矿。硅硼镁铝的矿伴生矿物为磁铁矿，而硼柱晶石的伴生矿物为赤铁矿－钛铁矿。主要与介质组成及环境条件有关。

综合演化：

Bt_1, Pl, Trn_1…Sil→Bt_2,Trn_2, Pl, HIM±Crn→→Grt,Kfs_1→→Spl-Spr…→Prs±Mna±Xnt±Zrn, Gdd-Kfs_2 ±Qtz±Ap_1→Crd →→ Bt_3-Mt, Trn_3-Ap_2

硼硅酸盐矿物的峰期结晶比硅酸盐矿物峰期有一个滞后，至少二者不同时结晶。此外，除黑云母外，其它矿物的 X_{Mg} 增加顺序大致与生成顺序一致。

Trn→Prs 的转化较为间接（H_2O, B 原地转化），组分有一定的迁移：水丢失不显著，流体活动明显，而 Bt, Trn→Sil, Gdd, Ap 逸失 H_2O、Na、K：主要为去水作用，B, P 组分不易迁移，即使 F、Cl 迁移也不远，才有就近的磷灰石相伴，也就是说，形成 Gdd 时，挥发份体系（包括 B、P）基本是封闭的！也可见石榴子石附近极少量的黑云母转变为硅硼镁铝矿的例子，说明黑云母中可含组分 B，或自硼硅酸盐矿物分解出的 B 组分经历了一定的迁移。

Bt-Trn:: B(F)- H_2O 结合， H_2O 趋于固结；

Prs: B(F)- H_2O(P)分异，仅有少量 H_2O 沉淀，总体趋于脱水

Ap-Gdd: B(F-P)沉淀，趋于脱水

Trn:: B(F)- H_2O 结合， H_2O 趋于（冷却）固结；

与硼柱晶石的形成有关的黑云母是深熔作用之后降温水化的产物，此时发生了 B、F（Cl）、P、H_2O

等挥发份的聚集。不同的矿物组合反映了不同的挥发份迁移-聚集形式。

对于亚固相条件，除流体中硼的含量外，H/OH 比值或 pH 值则是一个重要的变量(Morgan & London, 1989)；

$B(OH)_3+H_2O=B(OH)_4^-+H^+$

当 pH＜7 时，溶液中以 $B(OH)_3$ 为主；当 pH＞10 时，则以 $B(OH)_4^-$为主。自然界中大多数高温地热流体的 pH＜6.0，溶液中应以 $B(OH)_3$ 的形式存在（蒋少涌，2000）。

（1），电气石-石英-磷灰石共生：富钙的弱酸性溶液环境，因为电气石只在 pH<6.0 的溶液中稳定。

（2）硼柱晶石的形成条件应为含少量氟的偏碱性介质环境。

（3）磷灰石-硅硼镁铝矿共生溶液偏酸性、成分偏基性，介质应为中-酸性环境。若挥发分 H_2O，F(Cl)尤其前者的逸失，同时挥发分 B（包括 P） 能基本保留，则可结晶出硅硼镁铝矿，这就是硅硼镁铝矿形成的介质条件。

只有硼柱晶石是经过真正 B、F、Cl 的富集之后形成，其它如 Gdd、Brs、Trn_{2-3} 实乃在硼柱晶石的基础上变化改造的产物，此时，即使挥发分 B、F 的迁移也不明显，保持近封闭体系。

介质环境的变化导致硼硅酸盐矿物的递进演化。硼硅酸盐矿物形成的重要因素在于 B 有一定或微弱的迁移，但是必须达到相当程度的富集。

硼硅酸盐矿物的结晶演化过程中，存在组分活性的分异和波动：

MgO-FeO(TiO_2)分异分别形成 Mt, Ilm, Hem 和 Spl, Spr, Prs, Crd,Gdd；

Al_2O_3-SiO_2 分异分别形成 Qtz, Fl 和 Crn, Spr,Crd；

B-H_2O 的分异分别形成 Prs, Gdd-Bt，而且需要富 MgO、Al_2O_3 但贫 SiO_2（B_2O_3 的活动促使 SiO_2 迁移，即活动加强。

Al, Si→Al, Na(Ca), **Si→Fe**, Ti→**Fe(Mg)**, Al→**Mg(Fe)**, Al, Si→(K, Al, Mg)→**Na(Ca)→K**→H_2O

硼硅酸盐矿物的大量产出，是 SiO_2 活度受抑制，从而 B_2O_3 和 Al_2O_3 活动相对加强的结果。

至于与变质作用-深熔作用的关系，不论硼柱晶石，还是硅硼镁铝矿，二者所派生之于的富硼矿物基本为电气石，电气石主要在角闪岩相变质条件下稳定，而硼柱晶石和硅硼镁铝矿往往在高角闪岩相-麻粒岩相环境中形成（Grew et al., 1990）。根据硼硅酸盐矿物之间的递变顺序（见前述），硼柱晶石应由电气石转变而来，实际上也见到了这种转化关系，那么，Trn → Prs → Gdd 的顺序反映了 H_2O 组分逐渐减少，从“湿”矿物向“干”矿物的转变，一般代表了进变质过程，由此，Carson 等（1995）提出硼柱晶石和硅硼镁铝矿均系变质峰期阶段的产物。但是，在经历了深熔作用的长英质片麻岩中，石榴子石等峰期矿物显然被硼柱晶石所蚀变、改造，二者应分属不同的变质阶段。经深熔之后的退变质作用形成相当数量的中-粗电气石和片状黑云母，在其基础上形成了硼柱晶石，因此，硼柱晶石和硅硼镁铝矿很可能代表了深熔作用之后的另一次升温叠加。因为长英质片麻岩中时期基本相当的矿物为堇青石，在基性麻粒岩中晚期角闪石转化为 Opx-Pl-Mt，也就是说，Bt→Prs→Gdd 应属深熔作用之后退变质改造过程中的进变质叠加。由硼柱晶石的硼 3-4 配位变为硅硼镁铝矿的硼 3 配位，与温度的升高相一致。

矿物组合的多期次、阶段的变化更可能的是温压，并与流体介质组成的变化有关，并非简单的温压路径顺时针变化所引起的。

关于硼组分的丰度及其成因。一般认为，随着变质程度的升高，岩石中硼含量逐渐降低（Moran et al., 1992）。这是由于变质作用过程中，矿物中赋存的硼会逐渐释出(Moran et al., 1992; Kawakami and Ikeda, 2003)。随着变质程度的加深，硼的释放愈加明显。一般麻粒岩相变质岩石亏损硼，其中硼的含量很少超过 5ppm。而本区在麻粒岩相高级变质过程中却有硼的大量富集，本区部分片麻岩中硼硅

酸盐矿物含量很高，换算成 B_2O_3 可达~n%(wt)的浓度，远远高于一般沉积岩或岩浆岩中的含量。对于如此高的硼浓度，Grew et al(2004)认为是原岩成分继承而来，即一种特殊的富硼岩石如蒸发盐岩类等。区内长英质片麻岩的原岩恢复（任留东等，2004）表明，变质岩的原岩主要为杂砂岩类以及少量的火山（沉积）岩，即相对活动环境下的沉积，似乎没有蒸发盐形成的机制。考虑到碎屑岩通常都有电气石，但含量难以达到形成硼柱晶石岩所需要的量，那么，本区岩石在变质-深熔作用时应有一个硼的再富集过程，而这与变质级别增高时硼含量的变化趋势恰好相反。对此，我们认为一种可能的解释是：大部分沉积岩在变质时硼组分趋于减少，低-中级变质时可由云母释放出 B 形成粗粒电气石（Kawakami and Ikeda, 2003），高温麻粒岩相变质时电气石不再稳定（Grew, 1996, 2002），本区一般的长英质片麻岩中电气石或其他硼硅酸盐矿物的缺失与此一致，逸出的硼组分经深熔形成的熔体或衍生的流体溶液迁移，并在局部层位集中；与浅色体/淡色花岗岩相比，B 富集于暗色体和残留体中(Acosta-Vigil et al, 2001)，或形成 Trn-Qtz 团块或电气石脉，进一步改造或重结晶形成各种硼硅酸盐矿物，也就是说，对硼组分而言，局部体系不封闭，在更大尺度和范围内则基本封闭。当然，这需要更详细的地球化学包括同位素数据的分析研究来证实。

参考文献：

蒋少涌，2000，硼同位素及其地质应用研究，高校地质学报，第 6 卷，第 1 期，169-174。

刘英俊，曹励明，李兆麟，王鹤年，储同庆，张景荣编著，1984，元素地球化学. 北京：科学出版社. 548 页。

任留东，1994，南极中山站区电气石及其与变质作用的关系，岩石矿物学杂志， 第 13 卷，第 2 期，1-16。

任留东， 赵越，2004，Prismatine 含义的变化及其在南极中山站区的产出，岩石学报，第 20 卷，第 3 期，759-763。

王彦斌，任留东，刘敦一，肖应凯，2004，东南极拉斯曼丘陵富硼岩系中硅硼镁铝矿-柱晶石-电气石矿物的硼同位素组成及其意义，地球化学，第 33 卷，第 2 期，215-218。

朱永峰，等. 1996,硅酸盐熔体结构学（含岩浆熔体中的挥发性组分）. 北京：地质出版社， 186

Acosta-Vigil, A., Pereira, M. D. Shaw, D. M., and London, D.,2001. Contrasting behaviour of boron during crustal anatexis Lithos 56, 15-31.

Carson, C. J., Hand, M., and Dirks, P..H.G.M.,1995, Stable coexistence of grandidierite and kornerupine during medium pressure granulite facies metamorphism. *Mineralogical Magazine*, **59**,327-339.

Carson C.J., et al.,1997, Partial melting during tectonic exhumation of a granulite terrane:an example from the Larsemann Hills, East Antarctica. *Journal of Metamorphic Geology,***15**,105-126.

Grew,E.S., et al.,1998, Boralsilite($Al_{16}B_6Si_2O_{37}$):A new mineral related to sillimanite from pegmatites in granulite-facies rocks, *American Mineralogist*, **83**, 638-651.

Grew,E.S.,et al.,1996, Prismatine: revalidation for boron-rich compositions of the kornerupine of the kornerupine group. *Mineralogical Magazine*,**60**,483-491.

Moran, A. E. et al.,1992, Boron depletion during progressive metamorphism: implications for subduction processes. *Earth Plan Sci Let*., **111**,331-349.

Palmer, M. R., and Swihart,G.H.,1996, Boron isotope geochemistry:an overview. In Grew,E.S., and Anovitz,L.M.(eds.), BORON: Mineralogy, petrology and geochemistry, *Reviews in Mineralogy*, **33**,709-744.

Pichavant, M., 1987. Effects of B and H_2O on liquidus phase relations in the haplogranite system at 1 kbar. Am. Mineral. 72, 1056-1070.

Tetsuo Kawakami and Takeshi Ikeda, 2003,Boron in metapelites controlled by the breakdown of tourmaline and retrograde formation of borosilicates in the Yanai area, Ryoke metamorphic belt, SW Japan. *Contrib Mineral Petrol* **145**: 131-150.

Thompson, A. B., 2001. Clock P-T paths for crustal melting and H_2O recycling in granite source regions and migmatite terrains. *Lithos*. 56 33-45.

Werding, G. and Schreyer, W., 2002.Experimental studies on borosilicates and selected borates. In Grew,E.S., and Anovitz,L.M.(eds.), BORON: Mineralogy, petrology and geochemistry, *Reviews in Mineralogy*, **33**,117-163.

Prograde and Retrograde Metamorphism of the Ultrahigh Temperature (~1000 °C) Metapelites in the Rauer Group, East Antarctica

Tong*, L, Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei 115, Taiwan, ROC
Wilson, C J L, School of Earth Sciences, The University of Melbourne, Victoria 3010, Australia
*E-mail: tong@earth.sinica.edu.tw

The Rauer Group in eastern Prydz Bay has been considered as part of the exntensive early Palaeozoic ~500 Ma (Pan-African) high-grade mobile belt of east Antarctica (Dirks & Wilson, 1995; Hensen & Zhou, 1997; Sims & Wilson, 1997; Harley, 1998; Kelsey et al., 2003). However, there are still considerable ambiguities regarding the timing of the ultrahigh temperature (UHT) (~1000 °C) metamorphic event, e.g. it was an Archaean or early Palaeozoic event. Meanwhile, the post-peak metamorphic P-T history is also inferred with distinct shapes such as near-isothermal decompression (Harley, 1998) and just decompression-cooling (Kelsey et al., 2003). These affect a realistic tectonic model to be constructed for the Rauer Group and comparison with that of the southern Prydz Bay region.

An examination of the anatectic UHT metapelitic granulites at Mather Peninsula in the Rauer Group has been undertaken, and led to the recognition of an initial kyanite (or pseudomorph)-bearing high-pressure assemblage. The microstructural relations suggest that the prograde assemblages in the Mg-Al-rich and Fe-Al-rich metapelites are orthopyroxene-biotite-kyanite-garnet-plagioclase-quartz and garnet-kyanite-biotite-plagioclase-K-feldspar-quartz, respectively. These are well compatible with the initial high-pressure assemblage of garnet-clinopyroxene-plagioclase-quartz preserved in the garnet-bearing mafic granulites. A sequence of reaction textures involving corona and symplectite assemblages, interpreted with a qualitative petrogenetic grid for the Mg-Al-rich metapelites and quantitative thermodynamic modelling in the KFMASH system for the Fe-Al-rich metapelites, indicate a clockwise P-T path with three distinct stages. (1) The initial high-pressure assemblage equilibrated at ~11 kbar and 850-900 °C . This was followed by prograde heating that converted kyanite to sillimanite with coarse-grained orthopyroxene-bearing leucosome assemblages formed via partial melting reactions at equilibrated conditions of 12-13 kbar and 950-1000 °C. (2) Subsequent decompression-heating to ~10 kbar and 1030-1050 °C resulted in the development of sapphirine-bearing leucosome pockets or stringers and orthopyroxene-sapphirine coronas on garnet grains. (3) Post-peak decompression-cooling to ~7 kbar and ~800 °C occurred synchronously with the development of sapphirine-cordierite symplectite on the sillimanite aggregates and orthopyroxene-cordierite and biotite-cordierite symplectite on garnet grains, and the development of minor interstitial K-feldspar grains via decompression-generated partial melting during the exhumation of terrane.

The initial prograde heating P-T history and peak UHT event are probably related to the late Mesoproterozoic collision and arc accretion at 1100-1000 Ma, whereas post-peak decompression-cooling and retrograde metamorphism may have occurred during a separate early Palaeozoic (Pan-African) tectonic event at ~500 Ma. The UHT event is inferred to have occurred synchronously with the enderbitic magmatism during the late Mesoproterozoic (1100-1000 Ma) rather than Archaean or early Palaeozoic, in that there is no evidence that Archaean metamorphic event did not reach UHT conditions (Harley et al., 1998), by contrast, same enderbitic orthogneiss (1100-1000 Ma) on nearby Macey Peninsula hosts garnet-bearing mafic granulites of UHT metamorphic conditions (Sims and Wilson, 1997). This suggestion is also well consistent with the conclusion from the southern Prydz Bay area, for instance, the early

high-P-T metamorphic event has been suggested associated with the ~1100-1000 Ma tectonic event (Dirks and Hand, 1995; Hensen and Zhou, 1995; Tong and Liu, 1997; Tong et al., 1998, 2002).

The UHT metamorphic event may be better explained as a result of additional heat input either from the thermal perturbation of the asthenosphere or through decoupling or thinning of the mantle lithosphere (Harley, 1989; Sandiford and Powell, 1991). In this case, the enderbitic magmatism could represent arc accretion associated with a late Mesoproterozoic (~1100-1000 Ma) collision event in Prydz Bay (Fitzsimons, 1997). The mafic-felsic orthogneiss in southern Prydz Bay has been correlated with the enderbitic orthogneiss in the Rauer Group, the former of which has been dated by SHRIMP U-Pb method to have formed during the late Mesoproterozoic (~1100-1000 Ma) (Wang et al., 2001). The SHRIMP data further support that the southern Prydz Bay region also experienced an early ~1100 Ma high-grade metamorphic event. On the other hand, the peak early Palaeozoic (~500 Ma) Pan-African tectonic event in the Rauer Group reached ~800 °C and ~7 kbar, regionally compatible with the peak metamorphic P-T conditions of the ~500 Ma event in the southern Prydz Bay area (Ren et al., 1992; Fitzsimons, 1996; Carson et al., 1997). The ~500 Ma Pan-African event in the Rauer Group may have resulted in the exhumation of terrane through near vertical crustal movement along pervasive high-strain ductile shear zones, which is responsible for retrograde decompression-cooling P-T path.

This research has been supported by an ASAC Grant 1129.

References

Carson et al.(1997). Austral. J. Earth Sci., 19, 105-126.
Dirks and Hand (1995). Austral. J. Earth Sci., 42, 157-172.
Dirks and Wilson (1995). Precam Res., 75, 189-207.
Fitzsimons (1996). J. Petrol., 37, 395-414.
Fitzsimons (1997). In: The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes, 121-130.
Harley (1989). Geol. Mag., 126, 215-247.
Harley (1998). J. Metamorph. Geol., 16, 541-562.
Harley et al. (1998). Precam. Res., 89, 175-205.
Hensen and Zhou (1995). Austral. J. Earth Sci., 42, 249-258.
Hensen and Zhou (1997). In: The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes, 115-119.
Kelsey et al. (2003). J. Metamorph. Geol., 16, 326-340.
Ren et al. (1992). In: Recent Progress in Antarctic Earth Science, 145-153.
Sandiford and Powell (1991). J. Metamorph. Geol., 9, 333-340.
Sims and Wilson (1997). In: The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes, 131-138.
Tong and Liu (1997). In: The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes, 105-114.
Tong et al. (1998). Chin. J. Polar Res., 9, 79-91.
Tong et al. (2002). Terra Antartica, 9, 73-86.
Wang et al. (2001). Gondwana Res., 4, 820.

西藏南部喜马拉雅地区前寒武纪变质地层的划分对比及特征*

邹光富
成都地质矿产研究所，四川成都 610082

分布于西藏南部喜马拉雅造山带珠穆朗玛峰一带的前寒武纪变质地体是喜马拉雅造山带内最重要的变质岩带.为喜马拉雅造山带的重要组成部分,是研究喜马拉雅造山带形成演化和青藏高原隆升历程的重要窗口. 地质构造复杂而独特，历来倍受中外地质学家的关注.二十世纪以来不少中外地质学家对喜马拉雅造山带前寒武纪变质岩进行了研究（ 中国科学院青藏高原综合科学考察队,1979;西藏地矿局区调队,1983; 西藏自治区地质矿产局,1993,2001; 应思淮，1973； 许荣华等,1986; 卫管一等,1989; 潘桂棠等,1990， 2004; 陈智梁等， 1991， 1992,1996; 刘宇平等,1996；Gansser.A.,1964,1983;Hagen.T,1969; Gaupa.V.J.1977;Krummenacher.D.etal.1978；Burchfiel B.C., Chen Zhiliang, et al,1992),取得了大量成果，不断地推动喜马拉雅造山带的研究. 但是，本区前寒武纪仍然存在诸如：变质岩的层序、组成与叠置方式、变质作用的特征、变质作用的时期、是否存在震旦—寒武纪地层等重要地质问题。本文根据作者在该区进行 1：25 万聂拉木县幅区域地质调查和国家自然科学基金项目工作，在剖面测制和地质填图中对该区变质岩系从剖面到区域进行了比较系统的调查研究。通过对本区变质岩系的岩石学特征、矿物共生组合、变质作用类型、原岩恢复、变质期次划分及其变质时代、变质岩组的叠置关系、变形变质特点与变质事件等方面进行了比较深入的综合对比研究,发现本区并不存在寒武纪地层，前人划分的震旦—寒武纪肉切村岩群，实际上是前寒武纪变质岩地层，不存在寒武纪地层。对本区变质岩进行了比较详细的划分和解体,重新厘定了本区前寒武纪地层层序和涵义。从下到上将前寒武纪地层划分为聂拉木岩群和肉切村岩群，并将聂拉木岩群划分为友谊桥岩组、曲乡岩组、康山桥混合岩和江东岩组四个构造岩石地层单元；将肉切村岩群划分为扎西宗混合岩和塔吉岭岩组二个构造岩石地层单元。本区震旦—寒武纪地层的否定和前寒武纪地层层序系统的建立与构造岩石地层单元划分,对于深入研究高喜马拉雅变质基底杂岩带的特征、开展变质地层层序区域划分对比,探讨青藏高原前寒武系构造格局和喜马拉雅造山带的形成演化过程具有重要的科学意义。

1．区域地质概况与研究历史

研究区位于雅鲁藏布江板块结合带南侧的西藏南部地区，大地构造位置上为印度板块北缘,属冈瓦纳大陆被动大陆边缘的一部分。由前寒武纪聂拉木岩群和肉切村岩群组成的高喜马拉雅变质基底杂岩带是喜马拉雅造山带内最重要的变质岩带。它分布于中国西藏及其邻近印度、尼泊尔等国的国境线一带，是一套变质程度达到角闪岩相的中深变质岩。在本文之前，国内外学者对高喜马拉雅变质岩的研究主要是对前寒武纪聂拉木岩群的研究。

国外学者对高喜马拉雅变质岩的研究，主要集中在印度、尼泊尔、巴基斯坦等地，为建立变质岩地层系统奠定了基础。其中有代表性的作者有 Gansser.A.(1964,1983), Hagen.T(1969), Gaupa.V.J.（1977）,Krummenacher.D.etal.(1978)等。

国内对高喜马拉结晶岩带变质岩的研究最早为 1962 年，中国珠穆朗玛峰登山队科考队将珠峰一带的变质岩系称为“珠穆朗马杂岩系”，时代定为太古代—元古代。应思淮(1973)将“珠穆朗马杂岩系”进一步划分为四个组：达来玛桥组、丁仁布桥组、康山桥组和加曲桥组，时代定为前寒武纪。

*[基金项目]:国家自然科学基金（编号:40272012）和 1:25 万聂拉木县幅区域地质调查项目资助.
[作者简介]:邹光富,1963 生,男,副研究员,博士,长期从事青藏高原区域地质调查、矿产资源调查研究工作.
Email:zgf686@sina.com 电话号码:028-83235700,13689073454

张旗等(1981)将该套变质岩系命名为聂拉木群，并划分成两个组：仁布桥组和康山桥组，时代定为前震旦纪。西藏区域地质调查大队(1983) 沿用了聂拉木群的概念，但采用了应思淮的四个组名。1993年《西藏区域地质志》和1997年《西藏岩石地层》沿用了聂拉木群的概念，但将该套变质岩系命名为友谊桥组、曲乡组、江东组和肉切村群。1981-1985年，卫管一等对藏南喜马拉雅地区变质岩及变质作用进行了比较详细的研究。1984、1990 年刘国惠等、1991-1993 年陈智梁、刘宇平等曾对该套变质岩进行过岩石学的研究。西藏区调队（1983）在1：100万日喀则幅、亚东幅区域地质填图中对应思淮（1974）和张旗（1981）的珠穆朗玛群改称为聂拉木群，代表高喜马拉雅地区的前震旦纪变质岩地层。其创名剖面在聂拉木县波曲沿岸的友谊桥-肉切村，原义指分布于聂拉木县县城南北的一套东西向延展的前震旦纪变质片岩、片麻岩、变粒岩、混合岩及大理岩等。《西藏地质志》（1993）将聂拉木群又划分为“下部结晶岩系”和“上部结晶岩系”，其间以康山桥断层为界。《西藏自治区岩石地层》（1997）仍将该套变质岩称为聂拉木群，并以康山桥断层为界，划分出下部曲乡组和上部江东组。

肉切村群由穆恩之等（1973）创名。剖面位于聂拉木县的 28^0方向 30Km 附近的肉切村。肉切村群原义分上、下两个岩组。“上岩组”为黄灰色结晶灰岩（黄带层)；“下岩组”为灰黑色条带状透辉石石英片岩夹细粒二云母片岩及大理岩等。1983年西藏区调队将原肉切村群上部结晶灰岩（黄带层）划归奥陶系甲村群底部，将肉切村群限于“下岩组”；1993年《西藏地质志》、1997年《西藏岩石地层》沿用此划分意见。1997年《西藏岩石地层》对肉切村群的定义为“为一套深灰色浅变质的云母质、钙质石英片岩、板岩及千枚岩，夹灰岩、结晶灰岩、变质砂岩。与下覆地层江东组断层接触，与上覆地层甲村群整合接触”。但是，通过我们的工作证明，肉切村群在岩石组合、变形变质特点、与上覆下覆地层的接触关系等方面都与此不同。前人的工作，为本区变质岩的深入研究奠定了基础、积累了丰富的资料。但是，由于该区交通闭塞，通行条件差,中、外学者过去的研究大多集中在中尼公路上，在区域上的研究显得比较薄弱。因此，对高喜马拉雅结晶岩系的综合研究是比较薄弱，存在一系列尚待研究的重要地质问题，对变质作用的特征及其成因，不同时期不同变质作用类型之间的叠加改造关系，变质作用是以什么时期为主、变质与构造变形关系，变质岩的叠置方式等尚缺乏系统深入的研究。特别是肉切村群的组成、时代问题一直悬而未决的问题。

在前人工作基础上，本文根据作者在该区开展1:250000区域地质调查填图和对该区聂拉木群、肉切村群变质岩系从剖面到区域进行了比较系统的调查研究，应用新理论、新方法对测区变质岩岩石学特征、矿物共生组合、变质相带、相系、变质作用类型、原岩恢复、变质期次划分及其时代、变质岩组的叠置关系、变形变质特点与变质事件等方面进行了比较深入的综合研究。在此基础上,对聂拉木岩群、肉切村群进行了详细的划分和解体,重新厘定了聂拉木岩群、肉切村群地层层序和涵义。从下到上将聂拉木岩群划分为友谊桥岩组、曲乡岩组、康山桥混合岩和江东岩组四个构造岩石地层单元。将肉切村岩群划分为扎西宗混合岩和塔吉岭岩组二个构造岩石地层单元。聂拉木岩群的解体、肉切村岩群厘定为前寒武纪地层、以及构造岩石地层单元划分,对于深入研究高喜马拉雅变质基底杂岩带的特征、开展变质地层层序区域划分对比以及喜马拉雅造山带的形成演化具有重要的作用。

本次工作我们采用构造-岩性填图方法对该套变质岩系进行了详细的剖面实测和研究，基本查明了岩石组合和变质变形特征，重新厘定和划分了本区高喜马拉雅结晶基底变质岩的层序和涵义。将该结晶基底变质岩分别命名为聂拉木岩群和肉切村岩群，并将聂拉木岩群、肉切村岩群进行了解体。从下到上将聂拉木岩群划分出友谊桥岩组、曲乡岩组、康山桥混合岩和江东岩组四个构造岩石地层单位；将肉切村岩群划分为扎西宗混合岩和塔吉岭岩组二个构造岩石地层单元。

2．高喜马拉雅前寒武纪结晶基底的组成

2.1.前寒武纪结晶基底的组成与层序

研究区前寒武纪结晶基底变质岩由聂拉木岩群和肉切村岩群组成。其中，聂拉木岩群分布西藏南部聂拉木县友谊桥至扎西宗村的高喜马拉雅地区，呈北西西-南东东向展布。岩性为一套中-深变质岩系。其北侧与肉切村岩群为韧性剪切带分隔；南侧以中央断裂带为界。根据聂拉木岩群变质岩岩石学特征、矿物共生组合、原岩建造、变形变质特点将其解体为友谊桥岩组、曲乡岩组、康山桥混合岩和江东岩组四个构造岩石地层单元。肉切村岩群出露于聂拉木县扎西宗村友谊桥至肉切村高喜马拉雅地层分区，由尼吉勒-肉切村-绒布寺呈北西-南东向带状分布，宽达数公里，为一套中深变质岩系。其底界以扎西宗韧性断层为界与下伏江东岩组呈断层接触。顶界以藏南拆离系的主拆离面即甲村-绒布寺韧性剪切带为界与上覆奥陶系甲村群（$O_{1+2}j$）呈断层接触关系。根据肉切村岩群的变质岩岩石学特征、矿物共生组合、原岩建造、变形变质特点将其划分为扎西宗混合岩和塔吉岭岩组二个构造岩石地层单元。

2.2.构造岩石地层单元划分

2.2.1. 聂拉木岩群构造岩石地层单元划分

聂拉木岩群中的友谊桥岩组、曲乡岩组、康山桥混合岩和江东岩组四个构造岩石地层单元表现为以韧性剪切带为界，由四个构造岩片叠置而成。由于经受了多期变形变质的改造，其原始层序难以确定，因此采用构造岩石地层单位“岩群”、“岩组”描述之。

2.2.2 肉切村岩群构造岩石地层单元划分

研究区肉切村岩群下部为浅灰色眼球状糜棱岩化花岗质糜棱岩，中上部由灰色黑云母斜长变粒岩，浅绿灰色透辉石大理岩，浅灰色花岗质糜棱岩、浅灰色黑云斜长变粒岩质糜棱岩等组成。与下伏聂拉木岩群江东岩组呈断层接触关系;顶部与上覆奥陶系甲村群($O_{1+2}j$)为断层接触关系。厚 2211m。由于经受了多期变形变质的改造，其原始层序难以确定，因此采用构造岩石地层单位“岩群”、“岩组”描述之。根据肉切村岩群的变质岩岩石学特征、矿物共生组合、原岩建造、变形变质特点将其划分为扎西宗混合岩和塔吉岭岩组二个构造岩石地层单元。肉切村岩群中的扎西宗混合岩和塔吉岭岩组二个构造岩石地层单元表现为以韧性剪切带为界，由二个构造岩片叠置而成。

3. 变质岩系的原岩恢复及建造特征

对本区前寒武纪变质岩原岩恢复结果表明，片岩类的原岩为粘土岩、粉砂岩、长石砂岩、泥灰质砂岩和杂砂岩。本区变粒岩的原岩多数为杂砂岩、粉砂岩、长石砂岩、泥质砂岩等。片麻岩类的原岩为含有钙质的泥砂质岩；石英岩类的原岩主要为石英砂岩或石英杂砂岩；大理岩类的原岩为含少量杂质的泥灰岩类。斜长角闪岩的原岩为英安质凝灰岩或变基性火山岩。混合岩的原岩为黑云母斜长片麻岩、黑云母斜长变粒岩经混合岩化作用形成。

4.变质岩的同位素地质年龄测定结果

4.1 原岩时代:根据许荣华（1985，1986）公布的年龄，聂拉木群中的黑云斜长片麻岩测得锆石 U-Pb 等时线年龄值为 1250Ma，属中元古代。在聂拉木群中的 3 个花岗岩和 1 个片麻岩的锆石测得一些同位素年龄值数据，其中最老一个年龄为 2250Ma。在蓝晶石带石英岩中的锆石 U-Pb 法等时年龄为 1921±212Ma（刘国惠，1990）。这些年龄值代表了原岩的形成时代，指示聂拉木岩群是喜马拉雅地层区最老的结晶基底岩石地层，其原岩形成于古元古—中元古代。

在亚东，刘国惠（1985）用锆石 U-Pb 法，测得在亚东地区肉切村群变质岩石同位素年龄值 686Ma，时代属震旦纪范围，其原岩形成于晚元古代。

4.2 变质年龄:从 20 世纪 60 年代以来国内外科学家和我们公布的对聂拉木岩群变质岩矿物同位素

测龄结果显示有四组年龄值，即 845Ma-644Ma(贵阳地化所，1974；卫管一等，1989；邹光富等,2003)、458Ma(邹光富,2003)和 42-10Ma(刘国惠,1986;卫管一等,1989;Maluski,1998;Gasser,1964;Wager,1965;Achargga,1973;Mehta.D.K.,1980)，其中 458Ma 为康山桥混合岩的全岩 Rb-Sr 同位素测定年龄。关于肉切村岩群变质岩的变质年龄，本文作者在湖北宜昌地质矿产研究所测得黑云母斜长变粒岩全岩 Rb-Sr 同位素测定年龄值为 796Ma。表明肉切村岩群在晚前寒武纪时已发生过一期变质作用。这也是将肉切村岩群厘定为前寒武纪的依据之一。

上述同位素测龄结果反映高喜马拉雅变质岩经历了晚前寒武纪、加里东期和喜马拉雅期区域变质作用。其中混合岩化作用发生于加里东期。肉切村岩群在晚前寒武纪时已发生过一期变质作用。对于另一组测年数据，即 10-42Ma 刘国惠（1986）认为是在前寒武纪变质岩系叠加的喜马拉雅期变质作用，这种后期叠加中的变质作用往往表现为低绿片岩相的叠加，如出现绢云母一绿泥石的退化变质现象和多期构造片理。我们在 1:250000 聂拉木县幅区调(2003) 中测得的全岩 Rb-Sr 年龄值也表明本区变质岩主体为前寒武纪变质岩，10-42Ma 年龄值的变质作用应属喜马拉雅期叠加的变质作用。因此，聂拉木岩群变质岩曾经历了古元古—中元古代原岩形成期、晚元古期、加里东期和喜马拉雅期区域变质作用。

扬子地台西缘新元古代 TTG 特征花岗岩的厘定及其意义

杜利林[1, 2]　耿元生[1]　杨崇辉[1]　王新社[1]　任留东[1]　周喜文[1]　王彦斌[1, 3]　杨铸生[4]
1）中国地质科学院地质研究所，北京 100037;
2）中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029;
3） 北京离子探针中心，北京 100037;
4） 四川省地质矿产厅攀西地质大队，西昌 615000

扬子地台西缘出现大量新元古代中酸性岩浆（徐士进等，1996；郭建强等，1998；喻安光等，1999；沈渭洲等，2000；李献华等，2001b，2002a，b；陈岳龙等，2004；Zhou M F *et al*, 2002; Li X H *et al*, 2003; Li Z X *et al*, 2003）和一些基性岩浆活动（徐士进等，1998；沈渭洲等，2002a，b；2003a，b；朱维光等，2004）。对于该时期岩浆活动形成的构造环境存在地幔柱（李献华等，2001a， b，2002a，b；Li X H *et al*，2002；Li X H *et al*，2003；Li Z X *et al*，2003；朱维光等，2004）和岛弧环境（颜丹平等，2002；Zhou M F *et al*，2003；沈渭洲等，2003b）两种明显不同的成因观点。

本次工作选取原康定杂岩中雅江桥混合岩、花滩奥长花岗岩和磨盘山斜长花岗岩，通过岩相学观察、岩石地球化学分析，并选取了雅江桥混合岩样品进行锆石离子探针年龄测试。根据地球化学特征和获取的年龄结果分析，认为扬子地台西缘部分康定杂岩是形成于新元古代具 TTG 特征的花岗岩。

样品地质背景

雅江桥混合岩和花滩奥长花岗岩野外呈浅灰色，弱片麻状构造，细－中粒结构，主要组成矿物分别为长石、石英、黑云母和角闪石，其东部为呈不整合覆盖的三叠系石英砂岩、泥质岩和第三系泥质岩、钙质粉砂岩，西部与三叠系石英砂岩、泥质岩呈断层接触。磨盘山花岗岩野外呈浅灰色，弱片麻状构造，中粒结构，露头上可见近于同期的英云闪长岩侵入花岗岩中，主要的组成矿物为长石、石英、少量角闪石和黑云母，其东部为第四系覆盖，西部与侏罗系地层呈断层接触。

岩相学特征

镜下雅江桥混合岩为不等粒结构，弱片麻状构造，主要组成矿物为斜长石、钾长石、石英、黑云母和少量的角闪石。斜长石主要为奥长石，含量 50％左右，呈半自形板状—他形粒状，粒度多为 1～3mm，具细密平直的聚片双晶，见较强烈的绢云母化和高岭土化；钾长石主要为条纹长石，含量 10％左右，他形粒状，粒度 1～2mm；石英含量 20％～25％，呈他形粒状，粒度大小不等，具波状消光；黑云母含量 10％，呈片状定向分布，单偏光下多色性明显，部分可能由角闪石退变而来。通过对其野外和岩相学观察认为不具有混合岩特征，名称应为黑云母奥长花岗岩。

花滩更（奥）长花岗岩镜下具花岗变晶结构，主要组成矿物为奥长石、石英和少量角闪石。奥长石含量 70％～75％，呈自形—半自形板状，粒度 2～4mm，强烈绢云母化；石英含量 20％，他形粒状；角闪石含量小于 5％，他形粒状，粒度小于 1mm，多已发生绿泥石化和绿帘石化。

磨盘山花岗岩为细—中粒结构，主要组成矿物为斜长石、石英和少量角闪石。斜长石含量 60％～65％，自形—半自形板状，粒度 1～2mm，斜长石为中长石和奥长石，其中中长石稍多。中长石环带异常发育，核部绢云母化，而奥长石发育密集的聚片双晶；石英含量 20％～25％，他形粒状，粒度 2～3mm；角闪石含量 10％左右，自形—半自形柱状，粒度 0.5～3mm 不等。CX51-1 样品与其他不同，镜下为似斑状结构，斑晶为中长石，含量 10％左右，基质粒度小于 0.5mm，主要为奥长石、石英和黑云母，其中黑云母含量 10％左右，呈片状杂乱分布。

地球化学特征

在康定杂岩样品中：SiO_2 含量为 69.09%～74.19%，Al_2O_3 分别为 13.15%～16.09%，$Na_2O>K_2O$，$Al_2O_3/(K_2O+Na_2O+CaO)$（摩尔数）值多在 1.01～1.08 之间（只有一个样品为 1.16），多小于 1.1，具 I 型花岗岩特征。$Mg^{\#}$值在 0.37～0.44 之间（典型的 TTG 小于 0.45）。在 AFM 分类图上位于钙碱性岩区，并靠近 A 端元，和平均 Adakite 成分（Condie，2005）具有一定的差别，且 MgO 含量普遍

较 Adakite 岩低；在 K-Na-Ca 图解中，样品点大多与太古代 TTG 不同，而与元古代和古生代 TTG 类似（Condie，2005），具钙碱性的演化趋势；在 Q-Ab-Or 标准矿物图解中，与典型的钙碱性岩不同，样品点具有沿奥长花岗岩趋势线分布的特征；在 An-Ab-Or 标准矿物图解中，多落入花岗闪长岩、英云闪长岩和奥长花岗岩区域(只有一个样品点落在花岗岩区域)。稀土元素总量在 87.61×10^{-6}～132.77×10^{-6} 之间，Yb_N 为 2.93～4.90 之间（TTG 中，Yb_N 为 0.3～8.5），与太古代后的花岗质岩石明显不同；$(La/Yb)_N$ 在 13.6～24.3 之间（在 TTG 中，$(La/Yb)_N$ 为 5～150 之间）（Martin，1993，1994）。在球粒陨石标准化的稀土元素配分图解中，轻重稀土元素显示强烈分异的特点，无和略具微弱的负铕异常，而与一般有明显负铕异常的壳源成因花岗岩具有明显的区别。相容性元素 V、Cr、Co、Ni 和高场强元素 Nb、Ta 低，高 Ba，而 Sr 含量变化范围较大（可能与源区中有无斜长石残留有关，其中低 Sr 样品皆表现为微弱负 Eu 异常），与典型的 Adakite 岩有一些差别。在大洋中脊玄武岩标准化的微量元素配分图解中，整体配分曲线呈明显的右倾模式，Nb、Ta、P 和 Ti 有明显的亏损，与 TTG 类似。在花岗岩的 Nb-Y 构造环境判别图解中，康定杂岩样品点皆落在火山弧与同碰撞花岗岩区内；在 Rb-Y+Nb 判别图解中，所选样品皆落入火山弧花岗岩区内（Pearce *et al*, 1984）。雅江桥混合岩与花滩奥长花岗岩的的 ε Nd（t=0.8Ga）为 0.66 和 1.31，$^{87}Sr/^{86}Sr$（ t=0.8Ga）为 0.705275 和 0.704761，表明其岩浆源于玄武岩源区或壳幔混合源区。

锆石特征及 U-Pb 年龄

本次工作只选择雅江桥混合岩样品进行锆石内部结构研究和 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄测试。测试在北京离子探针中心完成，具体分析方法见 I. Williams（1998）。锆石样品多为短柱状至长柱状，长宽比多为 1：2～1：3 左右。在阴极发光（CL）图像中，所有的锆石都具有密集规则的环带，并且 Th/U 比值皆大于 0.2，岩浆特征明显（Rowley *et al*, 1997; Sue Keay *et al*,1999; Hoskin & Black, 2000）。选择 18 个测点中 12 个位于谐和线上的点做加权平均，获得 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 776.6±6.7Ma。

初步结论及意义

通过野外地质工作，岩相学观察和全岩、稀土与微量元素地球化学分析，同时和典型的 TTG 进行地球化学特征对比认为，本次工作的康定杂岩与典型 TTG（Martin,1993, 1994）和阜平地区 TTG 中英云闪长岩特征相似（杨崇辉等，2004）。而 $Mg^{\#}$、Cr、Ni、V 和 Sr 与 Adakite 岩具有很大的差别（Condie，2005）。Zhou M F *et al*（2003）对扬子西缘的原康定群中康定杂岩、贡才杂岩、格宗杂岩和米易杂岩进行了地球化学研究，认为扬子西缘的康定杂岩具有 TTG 或 Adakite 岩的特征。本次获得雅江桥混合岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 776.6±6.7Ma，表明其形成时代为新元古代。磨盘山杂岩的锆石 U-Pb 年龄为 776±2Ma（胥德恩等，1995）。与近年来新的年代学资料是一致的（Li Z X *et al*，2003；Zhou M F *et al*，2003；陈岳龙等，2004）。

目前，据 TTG 特殊的地球化学特征，就其成因形成了较为一致的观点：TTG 为石榴子石角闪岩或角闪榴辉岩的部分熔融，在熔融过程中石榴子石和角闪石作为残留相存在（Martin, 1993, 1994, 1999; Rapp *et al*, 1991; 程裕淇等，2004）。虽然，TTG 的具体形成环境近年来出现了加厚地壳底部含水玄武质岩石熔融（Smithies, 2000 及其中参考文献; Smithies *et al*, 2000）、下地壳底侵玄武岩的部分熔融（肖龙等，2004）、弧体系或太古代大洋高原根部含水镁铁质岩部分熔融（Condie, 2005）观点。但多数学者认为 TTG 形成于板块俯冲环境，与俯冲大洋板片的熔融有关（Defant *et al*,1990, Drummond *et al*, 1990; Martin, 1993, 1994, 1999, 2002, 2005; Foley *et al*, 2002, 2003;Smithies *et al*, 2003; Defant *et al*, 2004）。

扬子西缘新元古代岩浆活动形成的构造环境存在两种明显不同观点：地幔柱（李献华等，2001，2002a，b；Li X H *et al* 2002, 2003；Li Z X *et al*，2003；朱维光等，2004），岛弧环境（颜丹平等，2002；Zhou M F *et al*，2003；沈渭洲等，2003b）。结合前人的研究和本次工作，笔者认为沿扬子地台西缘从南至北出现的许多新元古代花岗岩具有 TTG 质花岗岩的特征。所以，扬子地台西缘新元古代为典型的板块俯冲环境，大量的岩浆活动和板块俯冲有关，可能不是地幔柱活动的产物。

行星演化——温差解体说

郭英坤
太原理工大学经济管理学院

行星歌

六点十二棱，七八九十根，交错叠加，内外三分，玉女十二，配与诸峰，时逝如飞，高峰摧，人归天，花落有谁哀。当年皓腕凝霜雪，也落寂寞沙洲冷，力竭心衰十柱毁，终归生死故里堆。

温差歌

阴阳一声天地惊
百花齐放百金鸣
鸣到通灵幽深处
却无真谛却无形

借古老的阴阳学说来阐述宇宙中行星的演化归宿正所谓“切割化球球作古，阴阳化蝶蝶起舞”。

公式介绍

深思中勾勒出一条线索，揭开星体演化秘密的关键之一就是弄清楚星体核心的温度。星体核心的温度取决于星体的质量和半径，质量和半径在牛顿体系里已得到解决，星体归宿似乎就清晰了。

苦想中抽象出一个公式，专门求解星体内部核心的温度，当然了是毛估，虽为毛估，无碍大局：

$$\frac{W(T_{核}-T_{壳})}{R}=\frac{GM}{R^2}$$

式中 T 核为星体核心的温度，T 壳为星体壳层的温度，表面的温度单位都为开尔文，M 为星体的质量，G 为万有引力常量，R 为半径，W 取名为阴阳数常量，单位为 J/(KG*K) (跟比热单位相似)或 N/(KG*M*K)。

随着人们对核理论研究的深入，对恒星如太阳的认识也更进一步了，以太阳为参考系得 W 阴阳数常量，还是比较可靠的，太阳中心处温度 $1.5*10^7$K，表面温度 6000K，太阳的半径为 $6.96*10^8$M，太阳的质量为 $1.989*10^{30}$KG，万有引力常量 G 为 $6.67*10^{-11}$N*M^2/KG^2

$$\frac{W(T_{太心}-T_{太表})}{R_{太}}=\frac{GM_{太}}{R_{太}^{\ 2}}$$

$$W=\frac{GM_{太}}{R_{太}(T_{太心}-T_{太表})}=1.27\times10^4\,N/(kg\cdot m\cdot k)$$

$$=1.27\times10^4\,J/(kg\cdot k)$$

因为$1N\bullet1m=1J$

阴阳数本来是一个常量，这里由于太阳中心温度仍有浮动，所以暂时只是一个毛估值，不可小视这一毛估值，造化的一大基本常数！

人们不是很关心地球核心的温度吗？现在容易多了，地球的质量为 $5.976*10^{24}$KG 地球的半径为 $6.378*10^6$M

$$\frac{W(T_{地心}-T_{地表})}{R_{地}}=\frac{GM_{地}}{R_{地}^{\ 2}}$$

$$\left|T_{地}\right|=T_{地心}-T_{地表}=4920K$$

可见地球内部的温度为 5200K 左右。

太阳系各大星球核心温度一览表

	质量（KG）	半径（M）	温差（K）	
太阳	$1.989*10^{30}$	$6.96*10^{8}$	$1.5*10^{7}$	
水星	$3.33*10^{23}$	$2.44*10^{6}$	717	半冷球
金星	$4.87*10^{24}$	$6.05*10^{6}$	4228	热球
地球	$5.976*10^{24}$	$6.378*10^{6}$	4920	热球
月球	$7.35*10^{22}$	$1.73*10^{6}$	223	冷球
火星	$6.42*10^{23}$	$3.395*10^{6}$	993	半冷球
木星	$1.9*10^{27}$	$7.14*10^{7}$	$1.4*10^{5}$	热球
木卫一	$8.94*10^{22}$	$1.815*10^{6}$	259	冷球
木卫二	$4.8*10^{22}$	$1.569*10^{6}$	161	冷球
木卫三	$1.48*10^{23}$	$2.631*10^{6}$	295	冷球
木卫四	$1.08*10^{23}$	2.4*10^6	236	冷球
土星	$5.688*10^{26}$	$6.0*10^{7}$	$4.98*10^{4}$	热球
土卫六	$1.35*10^{23}$	$2.575*10^{6}$	275	冷球
天王星	$8.7*10^{25}$	$2.59*10^{7}$	$1.76*10^{4}$	热球
海王星	$1.029*10^{26}$	$2.475*10^{7}$	$2.18*10^{4}$	热球
海卫一	$2.14*10^{22}$	$1.353*10^{6}$	82	冷球
冥王星	$1.43*10^{22}$	$1.35*10^{6}$	56	冷球

嫦娥工程的实施推进，吹响了中国向太空进军的号角，古往今来炎黄子孙的梦想正在成为现实，“上九天揽月”不在是要不可及的，特备月核以及其他大行星、大卫星核心温度的毛估值这么一份薄礼，以资参考，如有价值，实属万幸。

冥王星的定位

从一览表中可以看出冥王星很特殊，它的核心温度不光是低于八大行星的，也低于月球，木卫一、木卫二、木卫三、木卫四和土卫六核心的温度，甚至低于海卫一核心的温度。这就透露了海王星的一大本质：冥王星不是行星，是海王星的一颗卫星。长期以来，把冥王星当作太阳系的第九大行星是不科学的，今后，应为太阳系八大行星。

地球的归宿

随着时间的流逝，星体核心的温度在下降，渐渐地趋向于解体。就太阳系的大趋势而言，行星的个数经历了一个由多到少的过程，几十亿年以前有十几个行星绕着太阳转，今后将越来越少。就地球而言，几十亿年以前他更像现在的天王星，是一个核心温度比较大，密度相对较小的冰冻物，几亿年后，他的状况更像现在的金星，核心温度继续下降，表面温度较高的一个星球，再过几亿年，就会沦落到现在的火星那个地步，核心温度继续下降，表面将没有大气层的渐冷球，再过几亿年，他将成为木星的一颗卫星，最终要解体，成为大小不等的碎片状，行星的归宿：行而卫、卫而解，历程大致就是这样的。

当然了，八大行星中最先成为卫星的是水星，他的归宿之一是成为金星的卫星，接下来是火星，他将成为木星的一颗卫星，然后是金星，再后是地球等。终有一天都会成为碎片状的小行星带，到

那时真是气数已尽“力竭心衰十柱毁，终归生死故里堆。”

过去的过去，未来的未来，以现有的认识来描述还不是很容易。把温度与星球运动联系起来看，行星绕着太阳转是一种中温绕着高温转；卫星绕着行星转，是一种低温绕着中温转。在人类社会中，有一个形象的说法来比拟，孩子的体温高于家长，家长围着孩子转；女人的体温高于男人，男人围着女人转，女人的平均寿命要比男人的高一些，若论玄机，恐怕也在这一摄氏度之间。

卫星是一个过程，行星也是一个过程。卫星是什么？卫星就是衰老的行星在走向解体前或然走过的一个过程。从地核温度和月核温度的比较中可以看出，一方面，月球降温的历程要比地球漫长的多，即论年龄要比地球大的多，论经历要比地球丰富的多；另一方面，月球的可降之温要比地球少的多，即地球还能存活的时间要比月球大的多。譬如，月球像五十多岁的人，而地球才三十来岁。事实上也有证明：1973 年世界月球研讨会上曾测定一块年龄 53 亿岁的月球岩石，而地球上最古老的岩石是 37 亿岁。这样关于月球起源学说就清晰多了，母子说，姐妹说是站不住脚的，俘获说为上说。

有道是：运筹笔中水

遥感天外天

多少玄奥事

妇孺不新鲜

浅谈膨胀

公式 $$W(T_{核}-T_{壳})=\frac{GM}{R}$$

变为 $$\frac{W}{G}(T_{核}-T_{壳})=\frac{M}{R}$$

式中 W/G 对一特定的实体，是一特定的常量。就具体到某个实体而言，在质量不变的情况下，温度的高低与体积的大小（即膨胀收缩）的关系就可以定性地研究了。$T_{核}$不变的情况下，$T_{壳}$的升高，引起（$T_{核}$-$T_{壳}$）的变小，最终导致 R 的变大，即体积的扩张，这就是平常所说的热膨胀；$T_{壳}$的下降结果 R 变小了，即体积变小了，这就是平常说的冷收缩。现实生活接触到的热胀冷缩，多为这两种情况；还有一种情况，$T_{核}$的下降，引起（$T_{核}$-$T_{壳}$）的变小，最终导致 R 的变大，体积膨胀，这就是鲜为人知的冷膨胀。现在对膨胀的认识就更加丰富了。

94 年慧木相撞的那颗慧星，结构松散，最后解体为 21 块，最后一块块地撞向木星，其中结构松散就可以用冷膨胀来解释，衰退期的慧星质量的减少已不明显，一年一年，$T_{核}$在下降，$T_{核}$-$T_{壳}$同时也变小，这种情况下存在着一个体积缓缓膨胀的现象，它的结构松散就不足为奇啦，至于为什么会解体成 21 块，这其中也是大有来头的。

宇宙也在膨胀着，一天天，一年年，从过去到现在，还要膨胀到未来，未来的未来会是什么样子呢？

温度的上限

当前理论认为，恒星按照其质量大小的不同面临的三种结局：白矮星、中子星、黑洞，质量小于 1.44M 太的将成为白矮星，质量在 1.44M $_{太}$到 2M $_{太}$之间的将成为中子星，质量大于 2M $_{太}$将成为黑洞。

白矮星表面温度高达 10000 度以上，使白矮星发白光，天狼星有一颗白矮星伴星，直径是地球的 2 倍，却比地球重 30 万倍。

像这颗白矮星核心的温度就可以毛估出来，其毛估值为 $7.7*10^8$K。

对于质量大于 2M $_{太}$的恒星，在引力坍缩时，中子的斥力抵挡不住强大的引力，这种引力大到使任何

东西，包括光都不能从黑洞逃逸出去。这时黑洞表面自转速度达到了光速。

$$\frac{W(T_{黑核}-T_{黑壳})}{R_{黑}}=\frac{GM_{黑}}{R_{黑}^{\ 2}}=\frac{C^2}{R_{黑}}$$

$$T_{黑核}-T_{黑壳}=\frac{C^2}{W}=7.35\times10^{12}k$$

在光速不可超越的前提下，这个 7.35*10^{12}K 就是温度可以达到的极限啦，将没有比这个温度更高的温度啦！

按这个思路下去，大爆炸理论就有问题啦，该理论认为“在 10^{-44} 秒时温度高达 10^{32}K……”否定大爆炸吗？

GM/R<=c 这就说明质量半径比有个上限，可以接近但不能达到 c/G，一种就是非常大质量，一种就是非常小半径，非常大质量的黑洞到现在还没有音讯，这就把寻找黑洞的思路拉到微观领域啦，比如质子、夸克等。

如果光速可超越，那问题就更有意思了，爱因斯坦不答应呀！

真没想到，小小温差说，触动几大家，家家惹不起，如何打发他？

只怕是：公式模型笔下流

星球演化更无穷

时空来去寻常事

形神相随进退中

A comparison of U-Pb and Hf isotopic composition of detrital zircons from the North and South Liaohe group: Constraints on the evolution of the Jiao-Liao-Ji Belt, NE China

Yan Luo[a] , Min Sun[a*], Guochun Zhao[a], Sanzhong Li[b], Fuyuan Wu[c], , Jiheng Zhang[c], Xiaoping Xia[a]

[a] *Department of Earth Sciences, the University of Hong Kong, Pokfulam Road, Hong Kong*

[b] *College of Marine Geosciences, Ocean University of China, Qingdao, 266003, China*

[b] *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science, Beijing 100029, China*

The Liaohe Group, an important Paleoproterozoic sedimentary sequence in the northeastern part of the North China Craton, can be subdivided into the North and South Liaohe Groups. Different tectonic models, including terrane amalgamation, continent-arc collision and rift-closure, have been proposed to interpret the tectonic setting and evolution of the North and South Liaohe Groups and associated Liaoji granitoids. The key issue is whether or not the North and South Liaohe Groups developed on the same Archean basement. Here we report U-Pb and Hf isotopic data for detrital zircons from the North and South Liaohe groups.

Our results show that detrital zircon grains from the North and South Liaohe Groups both have igneous cores with two U-Pb age populations of 2.04 to 2.24 Ga and 2.25 to 2.53 Ga. The former is consistent with the ages of the Liaoji granite and the latter mimics those of the basement gneisses in the area. Moreover, these two zircon populations share similar ^{176}Hf /^{177}Hf ratios with two peaks at ~0.2815 and ~0.2813, corresponding to εHf values of -4 to +8 and -3 to +5). The Hf model ages (T^{C}_{DM}) also show two populations at 2.5 Ga to 2.7 Ga, and 2.8 to 3.0Ma.

The metamorphic overgrowth zircons from the North and South Liaohe group give similar metamorphic age between 1.90 and 1.93 Ma, with Hf isotope compositions identical to those of igneous zircons.

Based on these data, we propose that the protoliths of the North and South groups may have formed simultaneously, and that the basement rocks underneath North and South Liaohe Groups belong to the same Archean continental block rather than two different blocks. The Archean basement underwent Paleoproterozoic rifting, so the Liaoji granitoids intruded and the Liaohe Group deposited, and the rift was closed about 1.9 Ga ago.

Acknowledgment

This study is supported by RGC grant (HKU 7048/03P) and a HKU CRCG grant.

* Corresponding Author: minsun@hkucc.hku.hk Fax: 852-25176912

An Occurrence of Garnet-Clinopyroxene-Bearing Calcsilicate Granulite from the Larsemann Hills, East Antarctica: New Constraint on Peak P-T Conditions of the Early ~1100 Ma High-Grade Event

Tong*, L, Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei 115, Taiwan, ROC (E-mail: tong@earth.sinica.edu.tw)
Jahn, B-M, Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei 115, Taiwan, ROC
Liu, X, Institute of Geology & Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 10029, China
Wang, Y, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 10037, China
Iizuka, Y, Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei 115, Taiwan, ROC

As part of the extensive early Palaeozoic (~500 Ma) Pan-African high-grade tectonic mobile belt in east Antarctica (Zhao et al., 1992; Ren et al., 1992; Dirks et al., 1993; Carson et al., 1995, 1996; Hensen and Zhou, 1995), the Larsemann Hills in southern Prydz Bay also locally preserves granulite residuals of the early ~1100 Ma high-grade metamorphic event (Tong and Liu, 1997; Tong et al., 1998, 2002; Wang et al., 2001). However, peak metamorphic P-T conditions of the early high-grade event are still not well constrained (Carson et al., 1997). An early garnet-clinopyroxene-bearing calcsilicate granulite boudin has been recognized to have occurred within the late Mesoproterozoic (~1100 Ma) mafic-felsic composite orthogneiss in the region, which may provide excellent constraints on peak metamorphic P-T conditions of the early high-grade event.

The garnet-clinopyroxene-bearing calcsilicate granulite is composed of medium-grained garnet, clinopyroxene and plagioclase, with minor quartz, amphibole, magnetite and calcite. The typical trilling texture indicates an equilibrium peak assemblage of garnet-clinopyroxene-plagioclase-quartz, with local development of post-peak thin garnet or amphibole corona around clinopyroxene grain. The garnet belongs to grossular-andradite in composition, commonly seen in calcsilicate granulite, whereas clinopyroxene is fassaite in composition, with a very high Al_2O_3 content of 12.93 wt%. Plagioclase is nearly pure anorthite with an Xan content of 98.9-99.4. The amphibole belongs to magnesian potassic hastingsite, namely the most K_2O-rich (5.06 wt%) calcic amphibole yet reported. The K_2O-rich amphibole might have formed due to K_2O-rich fluid infiltration during retrograde metamorphism. Thermobarometry calculations suggest that peak metamorphic P-T conditions reached 8-9 kbar and ~970 °C, while post-peak P-T conditions were estimated as ~7.5 kbar and ~600 °C from the corona assemblage of garnet and amphibole. These estimates defined a post-peak retrograde P-T path of near isobaric cooling.

The above near isobaric cooling P-T path is compatible with the previous suggestion inferred from the paragneisses and garnet-bearing mafic granulites in the region, in which the early ~1100-1000 Ma metamorphic event evolved in anticlockwise near isobaric cooling P-T path (Tong and Liu, 1997). The newly retrieved peak P-T conditions for the early ~1100 Ma high-grade metamorphic event from the Larsemann Hills are also regionally consistent with the peak UHT P-T conditions of 10 kbar and ~1000 °C experienced by the adjacent areas such as Sostrene and Bolingen islands in the west (Thost et al., 1991; Dirks and Hand, 1995) with Sm-Nd isochron ages of ~1000 Ma (Hensen and Zhou, 1995), and the Rauer Group in the east (Sims and Wilson, 1997; Harley, 1998; Tong and Wilson, 2005).

The very high temperature metamorphic event may be well explained via a model, which involved additional heat input either from the thermal perturbation of the asthenosphere or through decoupling or thinning of the mantle lithosphere (Harley, 1989). In this way, the pervasive magmatism implied by the

mafic-felsic orthogneiss in the region could represent a regional arc accretion associated with a late Mesoproterozoic (~1100-1000 Ma) collision event in Prydz Bay (Fitzsimons, 1997). The mafic-felsic orthogneiss has been dated by SHRIMP U-Pb method to have formed during the late Mesoproterozoic (~1100-1000 Ma) (Wang et al., 2001), and has been correlated with the enderbitic orthogneiss in the Rauer Group, both of which support the above suggestion.

This work is supported by the NSC projects (NSC-93-2116-M-001-022, NSC-94-2116-M-001-088).

References

Carson et al. (1995). Geol. Mag., 132, 151-170.
Carson et al. (1996). Austral. J. Earth Sci., 43, 539-553.
Carson et al.(1997). J. Metamorphic Geol., 19, 105-126.
Dirks et al. (1993). Antarctic Sci., 5, 179-192.
Dirks and Hand (1995). Austral. J. Earth Sci., 42, 157-172.
Fitzsimons (1997). In: The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes, 121-130.
Harley (1989). Geol. Mag., 126, 215-247.
Harley (1998). J. Metamorph. Geol., 16, 541-562.
Hensen and Zhou (1995). Austral. J. Earth Sci., 42, 249-258.
Ren et al. (1992). In: Recent Progress in Antarctic Earth Science, 145-153.
Sims and Wilson (1997). In: The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes, 131-138.
Thost et al. (1991). J. Metamorphic Geol., 9, 245-256.
Tong and Liu (1997). In: The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes, 105-114.
Tong et al. (1998). Chin. J. Polar Res., 9, 79-91.
Tong et al. (2002). Terra Antartica, 9, 73-86.
Tong and Wilson (2005). Precam. Res., (submitted)
Wang et al. (2001). Gondwana Res., 4, 820.
Zhao et al. (1992). In: Recent Progress in Antarctic Earth Science, 155-161.

地幔矿物弹性性质的分子动力学研究

张毅刚

中国科学院地质与地球物理研究所

地球深部的研究由于没有直接的样品，目前主要靠三种手段来进行，即地震学、矿物物理的实验研究和矿物物理的理论计算。分子动力学属于第三种方法。最近我们利用该方法研究了一些矿物的弹性性质和状态方程。作为例子，我们将介绍关于秋本石各向异性的研究结果。秋本石（akimotoite）是具有 ilmenite 结构的成分为 $MgSiO_3$ 的矿物，以日本著名高压矿物学研究的开拓者 Akimoto 的名字命名。根据相图，秋本石在冷的地幔转换带底部是稳定的矿物相，因此研究该矿物的弹性性质对认识与板块下插有关的上下地幔相互作用具有重要意义。我们发现秋本石的各向异性随温度的增加而增加，随压力的增加而减少。在它的（001）面上，S 波分裂和方位各向异性同时发生，但 P 波速度保持恒定。在（100）面上，沿 c 轴 S 波不发生分裂，并且该方向 P 波速度小于其它方向。我们进一步计算了由 ringwoodite，akimotoite 和 Ca perovskite 矿物组合的各向异性性质，发现其各向异性要比单矿物的秋本石小的多，但具有许多与秋本石相似的各向异性性质。与地震波所观察到的板块下插地区地幔转换带的各向异性性质相比较，地幔物质需要在这些地区具有垂直的流动方向。这可能由板块下插穿过 660 公里转换带造成，也可能由物质深部脱水造成轻物质上升有关。

从量子力学从头计算法获得的分子间作用势能预测甲烷和二氧化碳水合物的相平衡条件

孙睿，段振豪
中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029

随着计算机运算速度的快速提高，量子力学从头算(ab initio)的方法近年来被广泛应用于自然科学中的许多学科，并取得了程度不一的创新成果。可以预见，量子力学计算机模拟方法将成为物质科学(包括地球化学) 研究中最重要的研究方法。近年来，我们利用量子力学从头算的结果得到分子之间相互作用的势能函数，以此为依据建立了一个精确的理论模型，用以预测温度、压力和介质条件对甲烷和二氧化碳水合物相平衡条件及孔隙占有分率（充填率）的影响。结果得到同行的好评，主要成果已发表在 Geochim. Cosmochim. Acta (Sun and Duan, 2005) 上。

本方法首先依据量子力学从头计算结果确定分子间相互作用势能面，然后据此计算水合物模型中的关键参数——Langmuir 常数进而预测气体水合物的相平衡条件。前人模型通常采用球形 Kihara 或 Lennard-Jones 势能模型计算 Langmuir 常数，势能模型的参数通过拟合水合物相平衡实验数据获得。与前人的方法相比，本方法具有两大优势：（1）采用原子位—位势能模型描述分子间相互作用力的角度依赖性，因而能够更精确地预测水合物的相平衡条件和充填率，（2）原子位—位势能模型的参数依据量子力学从头计算结果求得而不是根据实验数据来拟合，从而实现了对水合物相平衡的预测而不是反演。本模型能够精确预测甲烷和二氧化碳水合物形成的温度和压力条件以及气体分子在水合物相中的充填率。模型适用的温压范围（甲烷水合物：243-318 K， 10-3000 bar；二氧化碳水合物：253-293 K，5-2000 bar）比前人模型更宽广，预测更精确（平衡压力的平均预测误差小于 3%，与实验数据的精度相当）。本研究的成功证实了应用量子力学从头计算结果预测宏观体系热力学性质的可行性。

在上述研究成果的基础上，采用适用于低温条件（低于 25℃）的 Pitzer 模型参数，我们成功地将模型推广到含电解质的水溶液体系。模型适用于广阔的温度、压力和盐度范围，能够精确预测甲烷（或）二氧化碳水合物在各种电解质水溶液（如 NaCl，KCl，$CaCl_2$，NaCl+KCl，NaCl+$CaCl_2$，以及海水）中的相平衡条件。

分子水平上研究极高温高压条件下地质流体的性质：H_2O-CO_2 体系 *PVTx* 性质的计算机模拟

张志刚 [1]，段振豪 [1,2]

1. 中国科学院地质与地球物理研究所，岩石圈演化国家重点实验室，北京，100029
2. 美国加利福尼亚大学圣迭哥分校化学系，加利福尼亚，CA92093-0340

H_2O-CO_2 流体广泛存在于各种地质环境中，包括中-高级变质岩、火成岩和伟晶岩、中-低温热液（金）矿床和地热系统等[1,2]，它是地质上最重要的二元流体体系之一。该体系的压力-体积-温度-组成（*PVTx*）性质对于运用流体包裹体分析地质体的形成条件、研究与 H_2O-CO_2 流体沸腾相关的矿物沉积[3]、研究矿物岩石相互作用以及研究 CO_2 储集[4]等方面均具有十分重要的意义。近一个世纪以来，许多实验学家都致力于获取 H_2O-CO_2 体系的 *PVTx* 数据。如图 1 所示，现有的 H_2O-CO_2 混合物实验数据大多都局限于 1000.0 K 和 1.0 GPa 以下（相当于上地壳），即使在此区域，仍然存在许多实验空白区。在下地壳和地幔条件下，应当存在大量的 CO_2 和 H_2O[5]，而在该温压区域目前没有任何定量实验数据。各种实验研究仍在向地球科学关注的这些高温高压领域艰难推进，但近期内难以达到人们所期望的目标。要得到更高温压条件下的定量数据，有必要尝试新的研究途径。

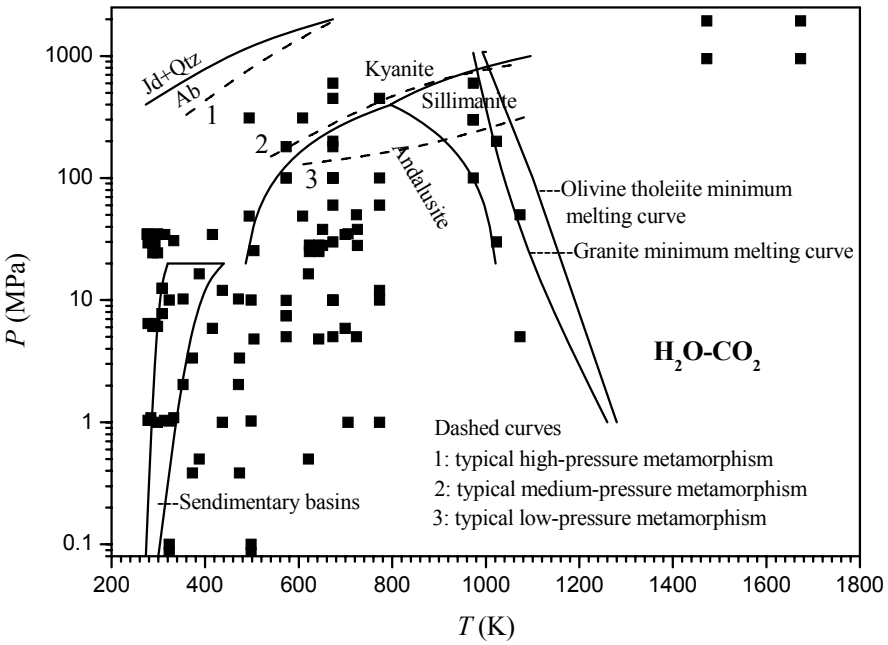


图 1. H_2O-CO_2 混合物现有实验数据在温压空间中的分布

近年来，分子水平上的计算机模拟（molecular level computer simulation，简写为 MLCS）成为研究地质流体热力学性质的有效途径，主要原因除了计算机技术的日益强大以外，还在于：（1）MLCS 对实验数据的依赖程度不大。在模拟过程中，可能需要借助少量实验数据得到分子作用势能，但是一旦势能模型和参数确定下来，通过模拟可以较为准确地预测各种热力学、动力学等方面的性质；（2）通过 MLCS 可以非常方便地获取在任意温压条件下的微观结构性质，而实验在这方面却往往遇到许多困难；（3）MLCS 没有温压和介质条件的限制，因此它特别适合于地球和行星内部的研究。

正因为如此，最近我们运用各种先进的计算机模拟技术对 H_2O-CO_2 体系进行了一系列深入细致

的研究[6-8]。我们的结果充分表明了 MLCS 所具有的良好外延能力和预测能力：首先，通过把模拟结果与大量实验数据进行对比，我们发现在常温常压下得到的一个水分子模型可以很好地预测高温高压条件下的 *PVT* 性质[6]。以如图 2 为例，在宽广温压范围内模拟结果十分准确地重现实验数据，并且随着温压的升高呈现出更为准确的趋势。以此为基础，我们得到一系列更高温高压条件下的模拟数据，从而把纯水 *PVT* 数据从实验迄今所能达到的最高温压（673.15 K、5.0 GPa [9]和 1873.15 K、2.5 GPa [10]）拓展到 2000 K 和 20.0 GPa 以上。

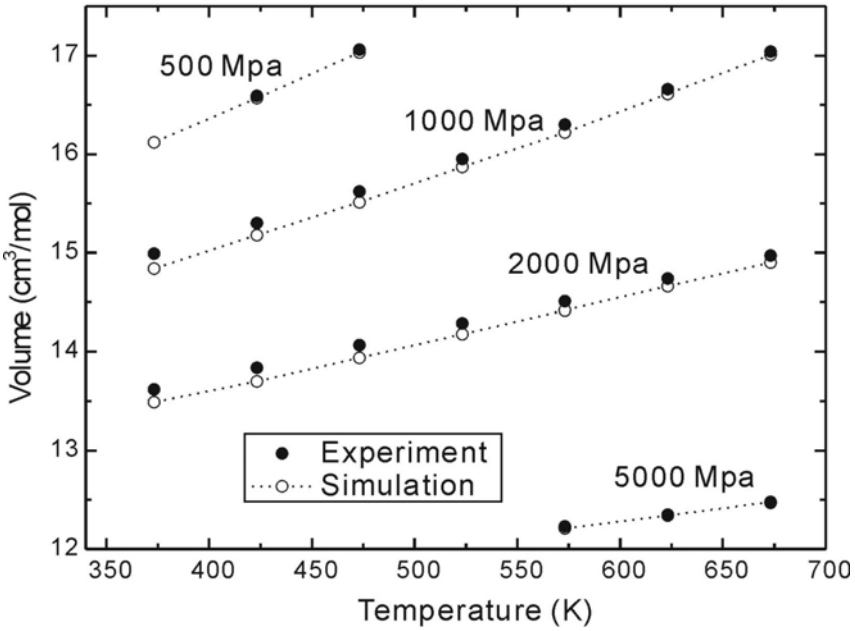


图 2. 高压下（0.5 GPa 到 5.0 GPa）纯水摩尔体积模拟值与实验值对比。

其次，我们通过分子动力学和蒙特卡罗模拟，建立了一个 CO_2 分子优化模型[7]。如图 3 和图 4 所示，它能同时准确预测 CO_2 的各种物理化学性质（*PVT* 性质、相平衡、潜热、结构性质和动力学性质）。

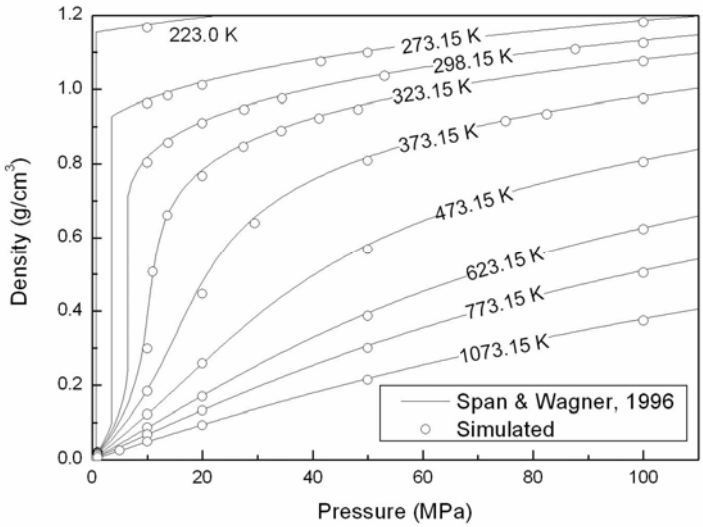


图 3. 用优化模型得到的二氧化碳密度模拟值与实验数据（使用[11]提供的精确状态方程光滑）的对比。

等温曲线上的数字是对应的温度值。密度模拟值的不确定度小于相应符号的大小。

在纯体系研究的基础上，我们运用分子动力学模拟的方法进一步研究了宽广温压范围内 H_2O-CO_2 混合物的 *PVTx* 性质[8]。我们采用非线性方法由 H_2O-CO_2 量子力学从头算（ab initio）的结果得到混合作用分子势能面，与大量实验数据的对比表明，此次研究十分准确地重现了世界上许多实验室几十年以来的实验成果（如图 5 为例）。我们还提供了大量极高温高压下（达到 10.0 GPa、2573.15 K）的 *PVTx* 模拟数据，填补了许多实验空白、补充了地质流体定量研究的数据。

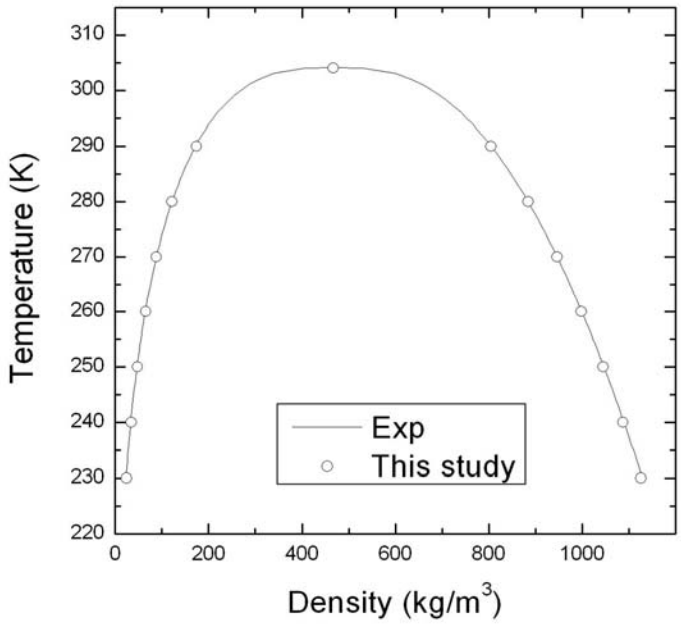


图 4. 用优化模型得到的二氧化碳气液共存线与实验值的对比。亚临界区域的模拟值不确定度小于相应符号的大小

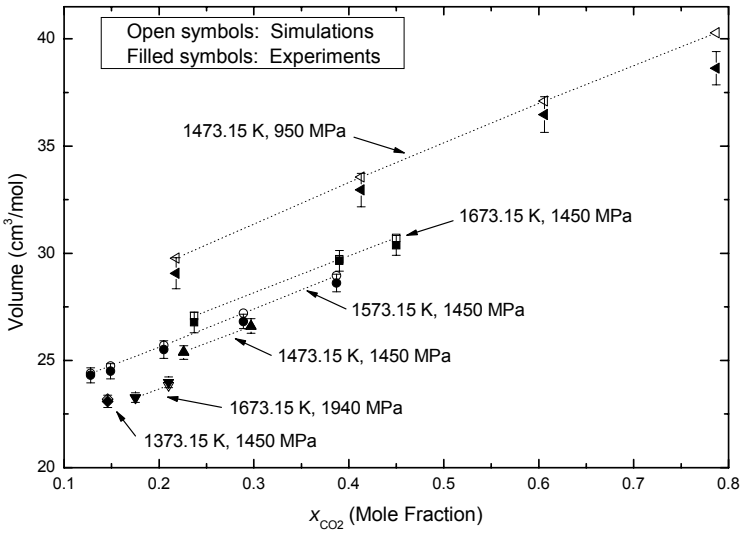


图 5. H_2O-CO_2 混合物模拟结果与迄今最高温压条件下的实验数据[12]对比
为了对比方便，实验数据用带误差条的实心符号表示，而模拟值用虚线连接的空心符号表示。

References

1. Labotka, T.C., *Chemical and physical properties of fluids.* Reviews in Mineralogy, 1991. **26**: p. 43-104.
2. Roedder, E., *Fluid inclusions*. Reviews in Mineralogy. Vol. 12. 1984, Washington, D. C.: Mineralogical Society of America.
3. Drummond, S.E. and H. Ohmoto, *Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems.* Economic Geology, 1985. **80**: p. 126-147.
4. Haugan, P.M. and H. Drange, *Sequestration of CO_2 in the deep ocean by shallow injection.* Nature, 1992. **357**(6376): p. 318-320.
5. Navon, N., K.-B. David, and E.S. Izraeli, *Diamond-forming fluids.* Geochimica et Cosmochimica Acta, 2004. **68**(11): p. A277.
6. Zhang, Z. and Z. Duan, *Isothermal-isobaric molecular dynamics simulations of the PVT properties of water over wide range of temperatures and pressures.* Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2005. **149**: p. 335-354.
7. Zhang, Z. and Z. Duan, *An optimized molecular potential for carbon dioxide.* Journal of Chemical Physics, 2005. **122**: p. 214507.
8. Duan, Z., Z. Zhang, and J. Hu, *PVTx properties of the H_2O-CO_2 system up to 10.0 GPa and 2573.15 K: Molecular dynamics simulations with ab initio potential surface.* Submitted to Geochimica et Cosmochimica Acta, 2005.
9. Abramson, E.H. and J.M. Brown, *Equation of state of water based on speeds of sound measured in the diamond-anvil cell.* Geochimi. Cosmochimi. Acta, 2004. **68**(8): p. 1827-1835.
10. Brodholt, J.P. and B.J. Wood, *Measurements of the PVT properties of water to 25 kbars and 1600 C from synthetic fluid inclusions in corundum.* Geochimi. Cosmochimi. Acta, 1994. **58**(9): p. 2143-2148.
11. Span, R. and W. Wagner, *A new equation of state for carbon dioxide covering the fluid region from the triple-point temperature to 1100 K at pressures up to 800 MPa.* J. Phys. Chem. Ref. Data, 1996. **25**(6): p. 1509-1593.
12. Frost, D.J. and B.J. Wood, *Experimental measurements of the properties of H_2O-CO_2 mixture at high pressures and temperatures.* Geochimi. Cosmochimi. Acta, 1997. **61**: p. 3301-3309.

Kyanite- and andalusite-type metamorphic zones from the Altai orogen, Xinjiang, China

CHUNJING WEI[1], GEOFFREY CLARKE[2], WEI TIAN[1] AND LIN QIU[1]

[1] MOE Key Laboratory of OBCE, School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China, cjwei@pku.edu.cn

[2] School of Geosciences, University of Sydney, NSW 2006, Australia

The progressive metamorphic zones in the Chinese Altai orogen have long been grouped as the kyanite– and andalusite–types. The kyanite type involves a zonal sequence of biotite, garnet, staurolite, kyanite, sillimanite and, locally, garnet–cordierite zones. The zonal sequence in the andalusite type is the same as the kyanite type at the lower–*T* condition with the biotite, garnet and staurolite zones and at the higher–*T* condition with the sillimanite and garnet–cordierite zones. These two types are distinguished with the kyanite–type involving kyanite zone, and the andalusite–type having staurolite–andalusite and andalusite–sillimanite zones in the intermediate–*T* condition. Spatially, the andalusite–type metamorphic zones are more extensive than the kyanite–type, and kyanite–bearing assemblages often show relic character in the staurolite–andalusite, andalusite–sillimanite and sillimanite zones. Using pseudosection approach in the KMnFMASH and KFMASH systems and in a combination with the field distribution of the metamorphic zones and textural relations in metapelites, phase relations and *P–T* paths are delineated on the *P–T* pseudosections for each metamorphic zone. It is concluded that the metamorphic zones from the Chinese Altai orogen do not represent prograde along unique *P–T* arrays as simply divided into the kyanite and andalusite types, but represent *P–T* and mineral assemblage changes along different *P–T* arrays. It seems that all these metamorphic zones were originated from an earlier prograde zonal sequence of kyanite type. In the lower temperature sequence such as the (biotite), garnet, staurolite zones, are mostly preserved their peak mineral assemblages of the typical kyanite type which bear only trivial changes during decompression. In the higher temperature sequence including the sillimanite and garnet–cordierite zones, is also predominated by one stage of mineral assemblage but a transitional sillimanite type, which may be formed in the uplifting processes of earlier higher pressure rocks. The clear low–pressure metamorphism characteristic of andalusite overprinting on the existing kyanite– and sillimanite–types took place only in the intermediate–temperature condition, which could not result in the mineral assemblages reaching an equilibrium state at the andalusite–stable field.

胶北地块高压与低压泥质麻粒岩的相平衡研究

周喜文[1]　魏春景[2]
1. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; E-mail: xwzhou@cags.net.cn
2. 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871

变质相平衡是变质岩石学中最古老、也是最核心的问题之一。上世纪 90 年代以来，这一领域的研究取得了重要进展，突出表现在利用内洽性热力学数据库、THEROCALC 程序以及合理的矿物相活度模型可以定量计算某一模式体系（如泥质岩石 KFMASH（K2O-FeO-MgO-Al2O3-SiO2-H2O）体系）的岩石成因格子（P-T 投影图）和有关的各种剖面图，如共生图解和针对特定岩石组分的 P-T、P-X 和 T-X 视剖面图（pseudosection）等[1]。尤其是在 P-T 视剖面图解上，可以计算矿物成分等值线、矿物摩尔含量及岩石饱和水含量等值线等参数，从而可以定量地阐述天然岩石在 P-T-X 空间内的相平衡关系、确定变质 PT 条件与 PT 演化轨迹[2-4]。目前，这种定量相平衡研究主要针对的是泥质岩石，已有的成果多集中在中低压相系的中低级变质岩石，对于麻粒岩，特别是具有重要构造意义的高压麻粒岩涉及较少。因此，选择典型地区开展研究，对探讨麻粒岩的成因与演化过程具有重要意义。

胶北地块位于胶东半岛的中北部，是胶辽古元古代活动带的重要组成部分。区内前寒武纪变质岩系出露广泛，主要由太古宙基底（胶东群）和古元古代沉积盖层（荆山群和粉子山群）组成，其中夹有规模不等的基性麻粒岩和斜长角闪岩透镜体[5]。关于胶北地块的变质作用，早期人们普遍认为其经历了一次高角闪岩相－麻粒岩相的变质作用改造，形成以平度－莱西一线为热轴，向东北方向依次递减的带状分布特征[6,7]。但是近期的工作表明，胶北地块所经历的变质作用可能并不这么简单。在莱西南墅、日庄一带出露的富铝片麻岩中含有石榴石＋堇青石＋钾长石＋夕线石＋黑云母±尖晶石的低压麻粒岩相组合，其中黑云母形态不规则，常与条带状堇青石和针柱状夕线石交织在一起，呈现出明显的深熔迹象[8]。利用独居石电子探针化学法定年技术，获得该低压麻粒岩的主期变质年龄集中在 1680～1720 Ma[9]。在莱西－栖霞一带出露有高压基性麻粒岩[10]，它们以透镜头或块体形式存在于长英质片麻岩中，并沿北东方向断续延伸呈一高压麻粒岩带。该高压基性麻粒岩 Sm－Nd 内部等时线年龄为 1752Ma[11]。最近，我们又在该高压麻粒岩带的太平庄地区发现了含石榴石＋多硅白云母＋兰晶石＋正/反条纹长石组合的高压泥质麻粒岩[12]，表明该高压麻粒岩相变质作用很可能具有一定的区域性。是什么原因造成胶北地块这种特殊的构造格局，目前还很难判断。通过对区内高压与低压两种泥质麻粒岩开展定量相平衡分析，确定二者的变质过程与 PT 演化轨迹，将会为正确认识二者的成因起到重要作用。

利用最新的内洽性热力学数据库和 THERMOCALC 3.1 程序计算了泥质岩石 KFMASH 体系在 0.1~1.6 Gpa，600~1000 ℃区间的 P-T 投影图。以此为基础，分别计算了胶北地块高压泥质麻粒岩、低压泥质麻粒岩等四种代表性富铝岩石的 P-T 视剖面图，再现了这些岩石随温、压变化可能出现的所有矿物组合与矿物成分变化。并通过与世界上其它地区典型泥质岩石的 P-T 视剖面图进行对比分析，发现原岩成分不同的变质岩石，尽管其经历的变质演化过程有所差异，但在麻粒岩相变质条件下所形成的矿物组合一致。通过计算泥质岩石在高压（P=10 kbar）和低压（P=5 kbar）条件下的 T-X 视剖面图，发现具有极端原岩成分的岩石，在麻粒岩相条件下并不会出现典型的矿物组合。将实际样品的观测结果与 P-T 视剖面图对比，确定胶北地块高压泥质麻粒岩变质峰期的温压条件为 830～860 ℃, 12.5～14 kbar, 峰期后呈现顺时针样式的 PT 演化轨迹，反映陆壳先碰撞增厚、后又快速减薄的地质动力学过程。确定胶北地块低压泥质麻粒岩变质峰期的温压条件为 790～820 ℃, 6.2～6.8 kbar, 峰期后呈现近等压冷却的 PT 演化轨迹。

参 考 文 献：

1 魏春景，周喜文. 变质相平衡研究进展. 地学前缘, 2003, 8(3-4): 341~351.

2 Powell R, Holland T, Worley B . Calculating phase diagram involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC[J]. J Metamorphic Geol , 1998.16: 577~586

3 White, R. W., Powell, R. & Holland, T. J. B . Calculation of partial melting equilibria in the system Na2O–CaO–K2O–FeO–MgO–Al2O3–SiO2–H2O (NCKFMASH). Journal of Metamorphic Geology, 2001. 19: 139~153.

4 Wei C J, Powell R. 2003. Phase relations in high-pressure metapelites in the system KFMASH (K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SO_2-H_2O) with application to natural rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2003. 145: 301~315.

5 卢良兆，徐学纯，刘福来. 中国北方早前寒武纪孔兹岩系. 长春：长春出版社，1996: 219~234

6 靳是琴，李殿超，李宪洲，等. 胶东莱西—平度一带麻粒岩相岩石的变质作用特征. 地质学报，1987，61(3): 240~252.

7 沈其韩，徐慧芬，张宗清，等. 中国前寒武纪麻粒岩. 北京: 地质出版社, 1992.

8 周喜文，董永胜，魏存弟. 山东南墅地区孔兹岩系变质矿物的成因及演化. 长春科技大学学报，2001，31(2): 116~121

9 周喜文, 魏春景, 耿元生, 等. 胶北荆山群低压麻粒岩独居石电子探针定年及其对多阶段变质演化的制约. 科学通报，2005, 50(4): 369~374.

10 刘文军，翟明国，李永刚. 胶东莱西地区高压基性麻粒岩的变质作用. 岩石学报，1998, 1 4(4) : 449~459

11 李永刚，翟明国，刘文军，等. 胶东莱西地区高压麻粒岩的 Sm- Nd同位素年代学. 地质科学，1997，3 2 (3): 283~290.

12 周喜文, 魏春景, 耿元生, 等. 胶北栖霞地区高压泥质麻粒岩的发现及其地质意义. 科学通报, 2004, 49(14): 1423~1430.

适用于泥质变质岩石的GRIPS压力计

吴春明[1]，赵国春[2]
1 中国科学院研究生院 地球科学学院，北京 100049
2 香港大学 球科学系，香港

石榴石(Garnet) + 金红石(Rutile) + 钛铁矿(Ilmenite) + 斜长石(Plagioclase) + 石英(Quartz, or Silica)矿物组合(GRIPS)，也是泥质变质岩中一种重要的矿物组合。尽管金红石、钛铁矿常常以副矿物形式出现，但是该组合（压力计）在记录岩石变质作用压力方面有着重要的意义。标度该压力计的唯一实验是Bohlen和Liotta 于1986年进行的。他们在800–1010ºC、10.6–14.4 kbar条件下，利用合成的纯相钛铁矿、金红石、斜长石，以及不纯的合成石榴石（1/3钙铝榴石+2/3铁铝榴石）和天然纯石英，对该单变度反应（压力计）进行了准确的标定。这些年来该压力计得到了一定程度的应用。由于除石榴石外，实验采用的矿物都是纯相矿物，因此在应用的时候，各位学者往往根据自己的偏爱，选取不同的矿物活度模型。目前，对该压力计在泥质变质岩石的适用性探讨，还很不够。基于此，我们采用不同的石榴石、斜长石和钛铁矿活度模型，对该实验数据进行了拟合。此外，我们还对比了考虑与不考虑各矿物相热容、热膨胀系数、压缩系数的情况。由此，得到共30个压力计模型。岩石中金红石和石英往往为纯相，因此未再考虑这两种矿物相的活度问题。对实验数据拟合得到的这30个GRIPS压力计表达式，重现实验压力的误差都在±0.2 kbar以内。这些表达式对天然岩石的实际应用表明，在6 kbar以下，GRIPS与GASP压力计在±1.0 kbar内一致。随着压力增大，这两个压力计计算结果的差别越来越大，且这种差别与石榴石、斜长石、钛铁矿活度模型、各矿物相的热容、热膨胀系数、压缩系数等因素，几乎无关。再结合该压力计对含铝硅酸盐矿物的岩石、出露范围极有限的岩石，及热接触变质晕圈内接触变质岩石的应用情况，我们初步认为GRIPS压力计适用于低级-高级的低压-中压泥质变质岩石。中压以上的岩石GRIPS压力计则不适用。此外，由于大多数泥质变质岩石中钛铁矿Mn含量太低，因而实验标度的石榴石-钛铁矿Fe-Mn交换温度计并不适用，在GRIPS压力计的应用中，温度的计算还需采用其他的温度计。当然，若岩石或岩石某一局部区域中含有铝硅酸盐矿物的话，自然应该优先采用GASP压力计而不是GRIPS压力计，来估算岩石变质压力。

关键词: GRIPS压力计；标度；泥质变质岩石；应用。

SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-CaO-CO_2-H_2O-O_2 体系中异剥钙榴岩的相平衡关系

李旭平*

中国地质大学（北京），地球科学与资源学院，北京 100083

异剥钙榴岩化作用是钙质交代作用过程，与蛇纹岩化过程有着成因上的联系。异剥钙榴岩多形成于洋底变质的低温低压交代变质作用环境。其典型的矿物组合是含水钙铝榴石、含水钙铁榴石、绿帘石、府山石、绿泥石、透辉石、葡萄石和绿纤石等。西阿尔卑斯 Zermatt-Saas 高压变质带中的异剥钙榴岩曾经历了大洋变质、高压俯冲变质、抬生过程中的绿片岩相变质和后期的热液变质作用（Li 等, 2004）。一旦形成，异剥钙榴岩就会随着蛇纹岩历经其后的诸如俯冲变质、区域变质和热液变质作用等多期变质作用而成为变质异剥钙榴岩。如果没有外来流体的进一步交代，其岩石化学成分和矿物组合将稳定不变。最近，在长阿吾子蛇纹岩中发现了另一种成因的异剥钙榴岩，是由榴辉岩发生异剥钙榴岩化形成。长阿吾子异剥钙榴岩与高压-超高压变质带相伴生。岩石学研究表明，该异剥钙榴岩在俯冲后折返过程中 30-15 公里处形成（Li 等, 2003）。

本文通过 SiO_2-Al_2O_3-FeO-Fe_2O_3-MgO-CaO-CO_2-H_2O-O_2 体系中 T-μ(Cal)， T-μ(SiO_2)，μ(Cal)-μ(SiO_2)，μ(SiO_2)-μ(CaO/MgO) 和 PT 图解，利用内部一致性热力学数据和矿物化学成份，进行了异剥钙榴岩中的变质相平衡和岩石学成因研究。结果表明：如果有充分的流体存在，不同原岩的异剥钙榴岩都可以得到相同的矿物组合。

参考文献:

Li X-P, Zhang L-F and Ai Y-L. (2003) Discovery and geological implication of rodingites derived from eclogites of ophiolites at Changawuzi, western Tianshan, China. Progress in Natural Science. 13 (12): 901-907.

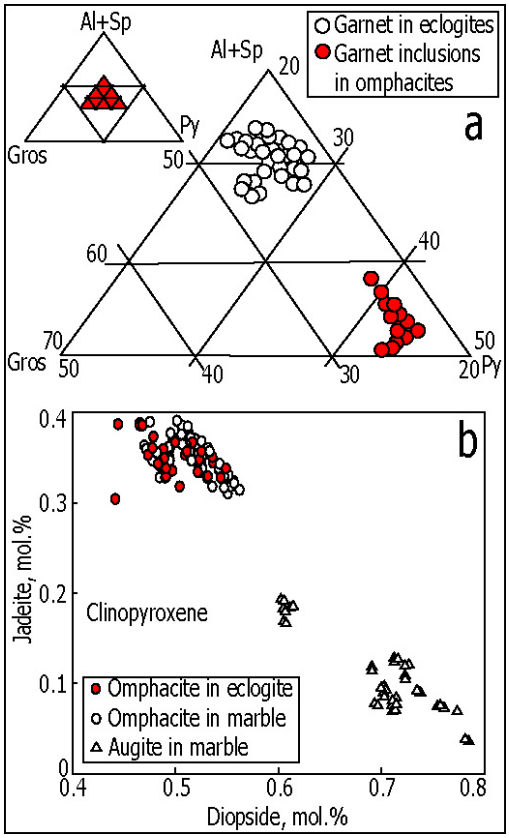
Li X-P, Rahn M and Bucher K. (2004) Metamorphic Processes of Rodingites of the Zermatt-Saas Ophiolites, Central Alps, International Geology Review. 46: 28-51

*Email：lixuping@cugb.edu.cn, 该研究由自然科学基金项目(40372034)资助.

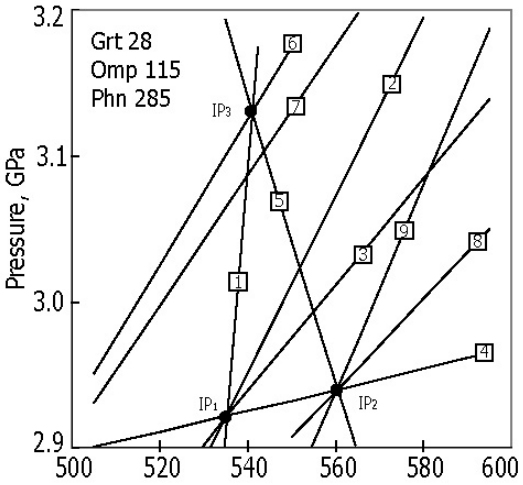
UHP Marble and Eclogites in Sanqinge region of Sulu terrane: deeply recycled continental crust in the forbidden zone

Y.-F. ZHU
School of Earth and space sciences, Peking University, Beijing 100871, China
(E-mail: yfzhu@pku.edu.cn)

We report a new location of UHP eclogite and marble from the Sulu terrane. These rocks contain a series of UHP indicating minerals and textures. The textures and the calculated PT values indicate that these originally sedimentary rocks recycled to depths greater than 170 km with extremely low temperature. We applied several geothermobarometers to phengite eclogites to decipher the P-T evolution of the eclogites as precise as possible.



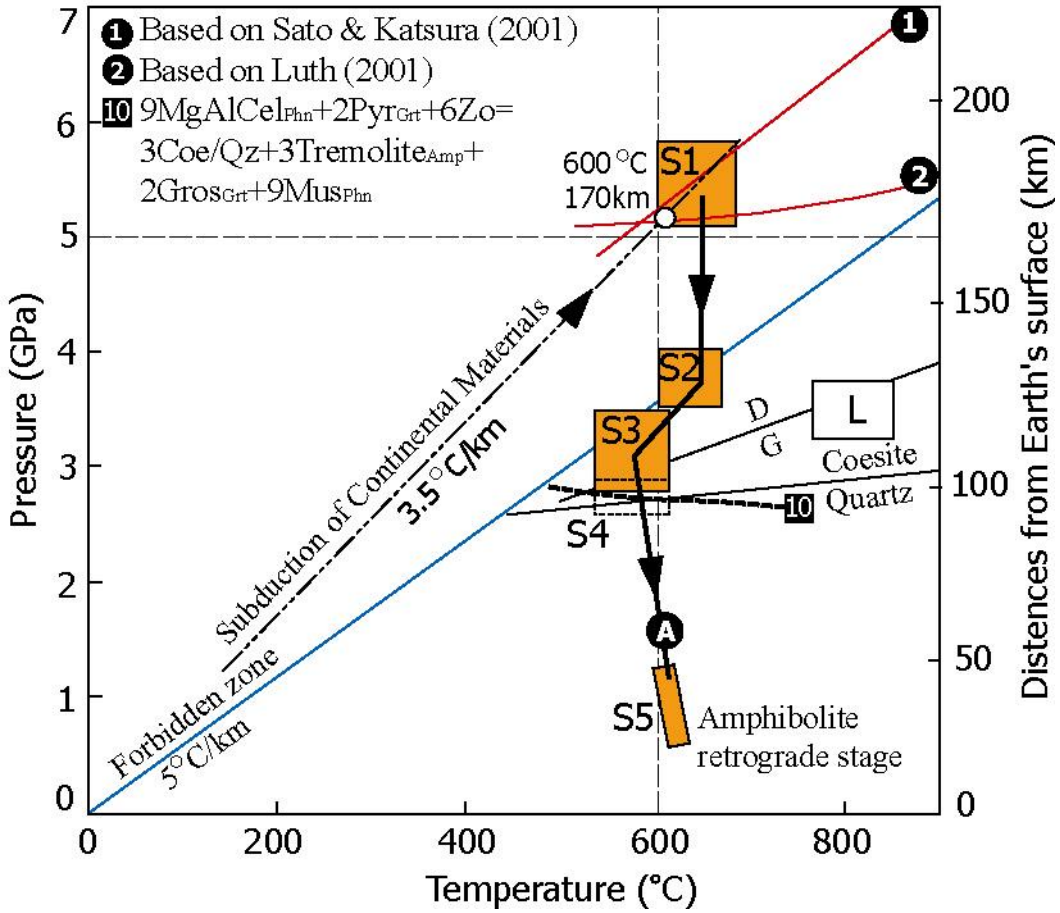
Phengite eclogites mainly consist of garnet, omphacite, phengite and minor amount of quartz, kyanite, apatite, rutile and magnetite. Rutile rods were exsolved in some Ti-rich garnet cores. Omphacite grains without zonation show exsolution of quartz rods and coexist with kyanite + quartz assemblages. The jadeite component in omphacites ranges between 0.31 and 0.39 moles. Phengites (Si = 6.83 - 7.09 pfu) generally show corona texture consisting of biotite and plagioclase. Marble coexisting with phengite eclogites could be divided into magnesite marble, talc marble, and tremolite marble based on the degree of retrograde metamorphism. The magnesite marble is most fresh and mainly consists of clinopyroxene and dolomite with minor amounts of magnesite, calcite, titanite, apatite, and talc. Magnesite occurs only as inclusion in calcite assemblage. The intergrowth of calcite and magnesite coexists with dolomite relics, which forms dolomite decomposition texture. The dolomite decomposition texture preserved in Sanqinge marble implies that the marble had undergone progressive metamorphism to the PT field in which dolomite was unstable. The minimum pressure for dolomite decomposition was constrained by modern experiments to be >5.2 GPa (>600°C).



This PT condition probably estimates the minimum values of the peak metamorphic conditions of Sulu UHP rocks. Except this PT estimation, various geothermobarometric methods including the PTGIBBS were applied to constrain the P-T conditions of the studied eclogites. The constrained P-T path for eclogite and marble shows a P decrease from >5.2 GPa (>600 °C, stage I) evidenced by dolomite decomposition texture preserved in magnesite marble, which was followed by metamorphism at ~600°C, >3.4 GPa (stage II) in diamond-stability field. The major mineral assemblages in the studied eclogites, however, record a PT field

ranging between 500°C and 600°C (and 2.7 - 3.2 GPa, the stage III) in coesite-stability field, 500°C and 600°C (and 2.5-2.8 GPa, stage VI), and finally the stage V (600 - 650°C, 0.3 - 1.3 GPa).

The Sanqinge eclogites (ε_{Nd} = -16.5 ~ -17.9, Sr_i = 0.7066 ~ 0.7102), coexisting with quartzite (with ε_{Nd} of -1626 and Sr_i of 0.7081) and magnesite marble (with Sr_i of 0.7066 - 0.7067), characterize with extremely low-T and high-P conditions. Studies in this paper suggest that continental crust recycled into the deep mantle in the forbidden zone. This low-T eclogite distinctly differs from the eclogites in other regions of Sulu UHP terrane. The find of this low-T eclogites coexisting with marble in Sulu UHP terrane implies that the Sanqinge marble and eclogite sample the different part of the subduction zone and undergone different PT path comparing with the eclogites in other regions of Sulu UHP terrane. We suggest that the studied marble and the coexisting eclogites represent an extremely low-T and high-P unit, which probably did not underwent significant T-increasing processes during the late-stage retrograde metamorphism, and thus preserved the mineral assemblages recording the PT conditions of the peak metamorphism.



ACKNOWLEDGEMENTS: Our thanks are due to the Major State Basic Research Development Program (No. 2003CB716502) and Natural Science Foundation of China (No. 40342018)

REFERENCES:

张泽明等 (2002) 地质通报 21: 609-616
朱永峰, Massonne H-J (2005) 岩石学报，21：405-410
朱永峰 (2005) 岩石学报，21：347-354
Li X-P et al. (2004) *Contrib. Mineral. Petrol*. 148: 443-470
Liu F-L, et al. (2001) *Lithos* 59: 199-215
Zhang L-F，et al. (2003) J. Metamorphic Geol. 21: 523-529
Zhang Z-M, et al. (2005) *Lithos* 81: 189-207
Zhu Y-F, Ogasawara Y (2002) *Geology 30: 947-950.*

Na_2O-CaO-K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O 体系超高压榴辉岩和白片岩相关系计算

杨建军 [1]　R. Powell[2]

1　中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029
2　School of Earth Sciences, The University of Melbourne, Parkville, Victoria 3010, Australia

基于内洽的热力学数据集和新近建立的矿物固溶体热力学模型，我们使用软件 THERMOCALC 计算了 Na_2O-CaO-K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O 体系及其子体系在 15–45 千巴和 550–900 °C 的温压网格。该网格涉及的矿物包括石榴石，绿辉石，透辉石，硬玉，普通闪石，透闪石，蓝闪石，黝帘石，硬柱石，蓝晶石，柯石英，石英，滑石，白云母，钠云母，黑云母，绿泥石和斜长石，设蓝晶石，白云母，柯石英/石英和水（全体系还包括石榴石）为过剩相。使用共生图（compatibility diagrams）分析了网格的协调性和有效性。来自中国几个超高压地体的实例表明，温压假切面（pseudosections）是模拟不同组成天然榴辉岩和白片岩的有力手段。

在水饱和条件下，含绿泥石组合在富镁和铝的榴辉岩中比在富铁榴辉岩中稳定于更低温度。三个角闪石的温度稳定域为普通闪石 > 透闪石 > 蓝闪石。含滑石组合仅稳定于高压低温的富镁富铝榴辉岩中。对于多数榴辉岩组成，滑石在柯石英稳定域内与硬柱石而非黝帘石共生。

绿泥石和硬柱石是俯冲板块中两个重要的 H_2O 携带者。角闪石能否向深部携带 H_2O 取决于总组成和温压路径。在多数情况下，含水矿物的脱水是在双变或多变组合的缓冲下逐渐完成的，而不是以往由温压投影图中单变脱水反应和地温曲线相截所预测的突然发生。因此，俯冲带流体活动可能是连续的，其强度随温压而变。进而，不同组成的榴辉岩脱水的方式不同。富铁榴辉岩的脱水在浅部几近完成，而富镁和铝的榴辉岩连续脱水直至深部，可能为岛弧岩浆活动提供富水流体。

金矿床的流体包裹体研究

卢焕章 [1,2]

1. University of Quebec, Canada

2. 中国科学院地球化学研究所，贵阳

世界上有各种类型的金矿，例如南非的 Au-U 砾岩，加拿大和澳大利亚的太古代剪切带金矿，美国和中国的卡林型金矿，加拿大、澳大利亚和中国的浊积岩中的金矿以及与斑岩，花岗岩和造山带有关的金矿等。在上述各类金矿床中，金与微量硫化物如：黄铁矿、毒砂、闪锌矿和方铅矿有关，而脉石矿物主要为石英和少量方解石。

对这些金矿床的流体包裹体研究表明，主要有三类包裹体；CO_2 包裹体、H_2O-CO_2 包裹体和二相的液相包裹。只在与斑岩和花岗岩有关的金矿床中，偶见含 NaCl 子矿物的包裹体。在上述包裹体中，CO_2 和 H_2O-CO_2 是最主要的包裹体。

在太古代的剪切带金矿中有二种类型：石英脉型和蚀变岩型矿产。在这二种矿产矿床中均见到 CO_2、H_2O-CO_2 和二相的液相包裹体，并且可见到自然金。在对加拿大的 Sigma 金矿的研究中发现，CO_2、H_2O-CO_2 和液相包裹体(H_2O)在一起共存，可见到自然金与 CO_2、H_2O-CO_2 包裹体在一起分布。在许多自然金的边缘可见到 CO_2 包裹体，这说明金与 CO2 密切相关，研究表明，形成这种矿床的成矿流体是 $CO_2-H_2O-NaCl$ 体系，金的沉淀是在相分离过程中发生的，即 $CO_2-H_2O-NaCl$ 流体分为 CO_2 和 $H_2O-NaCl$ 二种流体。

在贵州省，黔西南的卡林型金矿和黔东南的浊积岩金矿，虽然其矿床类型不同，但其流体包裹体的类型是相同的：CO_2、H_2O-CO_2 和液相包裹体。激光拉曼光谱分析证明 CO_2 是主要的组分。

从上所述可知，含金的成矿流体是一种富含 CO_2 的流体。

稳定同位素、微量元素等的研究表明金的来源是多样的：地幔来源、变质流体、岩浆来源和围岩四种假设。但大多数证据证明金可能来自深部。

金成矿系统的主要类型、标志特征和构造环境

陈衍景

北京大学地球与空间科学学院（yjchen@pku.edu.cn）

类型	标志性地质特征	成矿流体系统	构造环境
造山型/中温脉状	剪切带或压扭性构造容矿，网脉定向；侧向蚀变分带明显，矿物组合简单，3 阶段矿物组合；赋矿地体变质峰期之后成矿；常见明金	地壳中部（4-18km）；构造超压流体经沸腾或与大气水混合成矿；成矿流体富 CO_2 (5~30% mole)，盐度<10 和密度低	俯冲增生型造山带和碰撞造山带，挤压-伸展转变带/期
卡林-类卡林型	断裂与钙质粉砂岩等层位复合控矿，矿体与围岩界线模糊；发育低温蚀变矿物和元素组合，去碳酸盐化强；矿物多呈细粒浸染状；无明金	地壳中浅部(<8/4km) ；静岩压力变质/岩浆流体变为静水压力大气降水热液；成矿流体为盐水溶液，盐度<10%、CO_2<10%mole	弧后盆岭省和陆陆碰撞区，挤压-伸展转变带/期
浅成低温热液型	中－酸性火山机构控矿，赋存于火山岩；角砾状、皮壳状以及孔洞、晶簇构造典型；细粒低温矿物组合，硫化物含量低，常见硫酸盐矿物、玉髓，无钾长石化	地壳浅表(<1km)；静水压力系统的大气降水热液，可混有岩浆热液；成矿流体低 CO_2、盐度<10%	岩浆弧、碰撞带、断裂岩浆带，挤压-伸展转变带/期
斑岩型	小型的中－酸性斑岩容矿，斑状结构清晰；网脉浸染状矿化，网脉不定向；矿物组合复杂，面型侧向、垂向分带显著；钾长石化明显	地壳浅部(1－4km)；静岩压力系统的高温高盐度岩浆流体演化为静水压力系统的低盐度大气降水热液；包裹体盐度达 60%	岩浆弧、碰撞带、断裂岩浆带，挤压-伸展转变带/期
矽卡岩型	中酸性侵入体与碳酸盐地层接触带控矿；典型的夕卡岩矿物组合和多种矿石矿物，粒度粗，金属矿物含量高；无明金。	地壳中浅部(>1km)；静岩压力系统的高温高盐度岩浆流体演化为静水压力系统的低盐度大气降水热液；包裹体盐度达 60%	岩浆弧、碰撞带、断裂岩浆带，挤压-伸展转变带/期
铁氧化物型	碱性岩浆岩＋蒸发岩系控矿；Fe-Cu-Au-REE 组合；大量热液铁氧化物发育并含金；可见铁氧化物交代硅酸盐矿物，并被硫化物交代	地壳中浅部；静岩压力系统的高温高盐度岩浆流体演化为静水压力系统的低盐度大气降水热液，流体氧逸度高性	非造山拉张区或地幔柱上涌的岩浆省
VMS－SEDEX 型	海相地层容矿；层状-似层状-透镜状矿体，有层位；块状、纹层状矿石，硫化物含量高，常与重晶石层共生；底板蚀变并有脉状矿体	水深>500m 的海底热水喷流系统（海底烟囱），静水压力体系；海水为主，混有岩浆水。	弧后或大洋盆地的裂解－热水喷流区

值得强调：1、类型之间有过渡或叠加，涂光炽“亦此亦彼”哲学对理解矿床分类至关重要；2、只列标志性特征，而非全部地质特征；3、构造背景总体分为离散区、俯冲增生区和陆陆碰撞区；4、造山型金成矿总滞后于挤压造山阶段，是造山型的特征，而非其否定依据；5、多类矿床同时形成于造山过程，但并不都是造山型，定年并非矿床研究之关键；6、本文大量使用了他人成果和结论。

古今富 SiO_2 热水流体活动与成矿：藏南 Au-Sb-Cs 成矿带的重要成矿方式

周永章[1,2]，付 伟[1,2]，杨志军[1,2]，聂凤军[3]，何俊国[1,2]

1.中山大学 地球环境与地球资源研究中心，广东 广州 510275;
2.中山大学 地球科学系，广东 广州 510275;
3.中国地质科学院 矿产资源研究所，北京 100037）

关键词: 热水沉积，热泉，硅质岩，成矿效应，SiO_2，西藏南部

藏南 Au-Sb-Cs 成矿带是当前研究陆陆碰撞带成矿作用研究体系中的一个重要组成部分，它主要发育于班公错－怒江缝合带以南的岗底斯地体和喜马拉雅地体，构造背景以受控于印亚陆陆碰撞期后的伸展构造为显著特征。

在该成矿带中，Sb 和 Cs 的成矿规模比较大，而 Au 主要是伴生产出。其中，Sb 矿床主要集中分布在喜马拉雅地体东段的江孜盆地和羊卓雍错-哲古错深海断陷盆地内，日喀则一带有零星产出。赋矿地层集中在晚三叠世、早中侏罗世、晚侏罗世—早白垩世等几个特定层位，在构造上和区内变质核杂岩系以及藏南拆离系的发育具有密切的联系。Cs 矿主要产于热泉沉积物中，受南北向裂谷制约。Au 矿床（矿化）见于哈翁、娘古处等地。

藏南发育有众多的现代热泉活动点，许多热泉喷口的沉积物中，特别是一些硅质沉积物（硅华）中表现出了明显的贵金属或稀散金属的矿化效应。此外，藏南也分布着古代热水活动的沉积物，典型的代表就是白垩系热水成因硅质岩，并表现出了明显的成矿效应。藏南地区的古代和现代发育的热水活动，在一定程度上都体现出了相似的成矿效应。

藏南地区的现代热泉活动属典型的陆相热水活动，而区内的古热水沉积则属于海相热水活动。在地球化学特征上，古今热水沉积物既具有热水活动的同一性特征，也具有因发育地质背景不同而产生的多样性差异。和许多典型热水沉积产物类似，区内的古今热水沉积物以硅质岩（硅华）为主。硅质岩（硅华）的 SiO_2 含量普遍超过 80%，含量最高的可达 95%以上。Al_2O_3 和 K_2O 的含量普遍较高，且 K_2O/Na_2O 多大于 1。对比发现，古热水活动相对富集 Co 、Ni 等典型的下地壳（洋壳）元素，而现代热泉沉积则富集 Rb、Ba、U、Th、REE 等上地壳元素。在 REE 配分模式图上，$\Sigma REE_{现} > \Sigma REE_{古}$，且古热水沉积的配分曲线呈左倾，具明显的 Ce 负异常，而现代热泉沉积物则向右倾，具明显的 Eu 负异常。这些指示了古今热水活动在流体来源和循环路径上的不同。古热水活动主要是在洋壳中进行热对流循环的海水，因此其沉积物具有海水和洋壳组分的继承性特征。而现代热泉活动的流体则主要源自大气降水，热泉气体的 He 同位素指示其循环路径也局限于地壳，因此其沉积物的地球化学特征具有明显的上地壳再循环物质的影响。

藏南在古代和现代都发育以富 SiO_2 为特色的热水流体活动，并产生了显著的成矿效应。在微观尺度上，矿质元素在流体中的活化－迁移－沉淀上的热力学和反应动力学机理均古今相同。但在宏观尺度上，它们的成矿环境和成矿条件却古今有别。

在海相热水喷流成矿系统中，热水循环机构、深部热源的性质、矿质来源等问题是建构成矿模型的关键要素。藏南古热水活动发育于被动大陆边缘的裂陷盆地，它是洋壳发生剧烈伸展作用的产物。断陷盆地是伸展作用在浅表层次的地貌塑造，而深部的动力作用则是同生断裂的形成，这些同生断裂系统的发育构成了古海水进行下渗并产生对流循环的深部机构。由于区域内古海底断陷盆地内常发生重力流和浊流活动，因此在沉积建造上形成了浊流相和热水沉积相旋回发育的特征。

在藏南现代热泉系统中，可能比较广泛地存在深部高压流体库。即存在一个类似构造圈闭的结构使得被加热的大气降水得以大规模的在某一区域内汇聚。高压流体库具有强劲的喷发动力，周期性的喷发旋回，强烈的水岩反应，以及和深部岩浆熔融层发生交互作用等特征。富 Au、Sb、Cs 等矿质元素的热泉流体随着高压流体库的爆发而向上迁移。这些金属元素的在浅表的沉淀机制和古热水成矿类似，沸腾作用和混合作用是主要原因。单对 Au 而言，沸腾作用可能更重要。前述可知，由于 Au、Sb、Cs 等矿质元素和 SiO_2 在溶解－迁移－沉淀过程中具有密切的热力学或动力学联系，尤其是在沉淀环节，因此形成了三者的矿化和热泉硅华密切伴生的现象。

本研究获国家科技部“973”项目（2002CB412606）、全国高等学校博士点基金（20040558050）资助。

冈底斯斑岩铜矿带冲江铜矿含矿流体的形成和演化特征*

谢玉玲[1]，衣龙升[1]，徐九华[1]，杨志明[3]，李光明[2]，尹淑苹[1]，

1）北京科技大学土木与环境工程学院，北京 100083
2）中国地质调查局成都矿产地质研究所，成都
3）中国地质科学院矿产资源研究所，北京 100037

1 矿区地质概况

冲江铜矿位于冈底斯斑岩铜矿带的西部，与尼木县厅宫铜矿、白容铜矿相邻，是近年来在冈底斯造山带中寻找斑岩铜矿较早取得突破的一个大型矿床（郑有业等，2004，地球科学）。矿区出露地层主要为上白垩统设兴组和第四系。设兴组由一套海陆交互相紫红色泥质粉砂岩、泥岩、杂色砂岩和中酸性火山岩组成,与主要含矿岩体接触部位为中酸性火山岩，岩性以安山岩、长英质层状凝灰岩为主，接触部位具程度不一的青盘岩化、粘土化。矿区赋矿岩体岩性比较单一，主要为似斑状二长花岗岩，另外可见石英闪长玢岩、细晶岩脉等，蚀变类型包括钾硅酸盐化、石英绢云母化、青盘岩化、电气石化、粘土矿化，其中钾硅酸盐化带大体上与铜矿化带相对应（郑有业等，2004，地球科学），粘土化带发育于钾硅化带北、北西侧岩体与围岩(凝灰岩)接触带附近，与钾硅化带、绢英岩化带无明显界线,相互有叠加现象，可见沿断裂分布现象，泥化带内的金属矿物主要为黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿、铜蓝、孔雀石、辉铜矿,黄铜矿与黄铁矿呈星点状布,辉钼矿呈斑点集合状分布于梳状石英脉中。与玉龙铜矿发育与粘土矿化有关的高品位铜矿化（侯增谦等，）不同，在冲江铜矿粘土化带内的矿化比较弱，尚未发现有价值的工业矿体（孟祥金等，2004 地学前缘）。

2 包裹体成因、产状及分类

本次工作样品主要采自钾硅化、石英绢云母化斑岩、矿化斑岩、弱蚀变斑岩及硅化石英脉，斑岩中常见明显的粘土化现象。通过对两面抛光的包裹体片的镜下观察发现，石英脉、斑岩中石英斑晶中都大量发育包裹体，他们多呈群或定向分布，少数呈孤立分布；包裹体大小自<1μm 到几十μm不等；包裹体形状一般为椭圆形、多边形状、不规则状及负晶形状。根据包裹体室温下的相态及均一过程可将其分为三类六个亚类，其镜下特征及产状如下：

I 类：熔体包裹体。仅见于自形较好的石英斑晶中，呈负晶形状孤立分布，内部较暗，包裹体内部暗，其周边常可见卫星状流体包裹体群，由于后期蚀变叠加和改造，熔体包裹体多已破裂，因此未进行显微测温分析。

II 类：气液二相包裹体，在石英斑晶和石英脉中均大量发育，由气相和液相组成，加热后均一为液相或气相，根据其气相充填度及均一温度特征又可进一步分为三个亚类：

II-1：气相充填度在 5-10%，加热后均一为液相，呈次生包裹体在石英斑晶和石英脉中沿愈合裂隙分布，形成晚于 II-2 类，可见 II-1 与 II-2 类包裹体的叠加现象，II-1 类包裹体主要发育于粘土化较强的样品中，其均一温度、盐度均较低。

II-2：气相充填度一般在 20%~100%，加热后均一为液相或气相，一般成群分布，在石英斑晶和石英脉中均较发育，是矿区最发育的一类包裹体，其均一温度明显高于 II-1 类。

III 类：由气相、液相和子矿物相组成，子矿物以立方体状石盐为主，也可见浑圆状的钾石

*本文受国家自然科学基金项目（NO.40272047）和国家基础研究规划 973 项目(NO.2002CB412600)联合资助
第一作者简介 谢玉玲，女，1963 年生，教授，矿物学、岩石学、矿床学专业

盐和不透明子矿物。在矿化石英脉中大量发育，石英斑晶中也有发育。

3 流体包裹体的显微测温分析

显微测温分析所用仪器为 Linkam THMS 600 型冷热台，仪器测定温度范围为-196～+600℃，冷冻数据和均一温度数据精度分别为±0.1℃和±1.0℃。结果表明，II-1 类包裹体具有最低的均一温度（155.8~265.7℃）和盐度(1.6~8.5wt%NaCleq)，II-2 类包裹体与 III 类包裹体均一温度相似，分别为 216.5~508.1℃和 281.5~575℃,但盐度差别较大，III 类包裹体盐度最高，为 30.7~56.7wt%NaCleq，II-2 类包裹体盐度较低为 8.1~20.5wt%NaCleq，从流体包裹体均一温度统计直方图（图 2）上可看到明显的两个峰，分别位于 160-240℃和 280-440℃，与冈底斯斑岩铜矿带上其它矿床呈单峰的特点不同，而与玉龙斑岩铜矿相似，冲江所测样品中多表现有强的粘土化，因此其低温处峰值应代表了粘土化阶段热液的特征。

II-1，II-2，III 分别代表了低温低盐度包裹体、中高温中盐度包裹体和中高温高盐度包裹体，不同气相充填度的 II-2 类包裹体和 III 类包裹体共存，且明显有过渡的特点，其均一温度范围相似，显示了沸腾包裹体的特征，再有角砾状矿石的发现也表明流体压力很大，存在破裂减压过程，这一过程是造成流体沸腾的原因，也是造成矿质沉淀的主要机制。

4 包裹体中子矿物的扫描电镜/能谱（SEM/EDS）分析

扫描电镜/能谱（SEM/EDS）不仅可以对打开的包裹体及其中的子矿物进行形貌分析，同时，由于子矿物相在包裹体打开后易于保存，因此可以直接通过能谱进行成分分析，SEM/EDS在流体包裹体中子矿物的成分分析和熔体包裹体成分分析中已得到较广泛应用（范宏瑞等，1998；谢玉玲等，2000；Xie YL et al, 2004; 单强等，2002）。SEM/EDS测试工作在北京科技大学新金属材料国家重点实验室进行，电镜型号为英国剑桥S250型，分辨率6nm，加速电压30kV，最大放大倍数30万倍；能谱仪型号为Link860,工作电压20kV，精度0.1%～0.3%（11号元素后）。本次主要对石英脉中的子矿物进行分析。SEM/EDS分析结果显示流体包裹体中子矿物以石盐、钾石盐为主，另外还发现有菱铁矿、黄铜矿和含砷、铁、铜矿子矿物，其矿物类型尚有待进一步分析，富铁、铜等成矿金属子矿物的发现表明流体中富含成矿金属。

5 成矿流体的演化特征

从石英斑晶中熔体包裹体中含大量挥发分可以看出，岩浆中出溶出流体是可能的，但刚从岩浆中出溶的流体是什么样的呢？我们从熔体包裹体周边中分布的高盐度流体包裹体群可以看出，刚从岩浆中分异出的流体是高盐度流体，但其相态特征尚不清楚，前人研究成果认为，刚从岩浆分而出的流体应是一种超临界流体，这种超临界流体具有较高的温度、压力，具有高溶解能力和高渗透性，可以溶解有大量的成矿金属。超临界流体在温度、压力下降的条件下发生气液相分离，液相为高盐度流体，气相为低盐度富CO_2流体。石英斑晶中少数呈临界均一的高盐度包裹体可能代表了岩浆出溶流体的特征，其均一温度变化很小在378~384℃（代表了最低捕获温度），盐度17.7-18.9%。而大量高盐度包裹体和富气相包裹体为捕获了不混溶流体的产物，纯气相包裹体和含子晶多相包裹体代表了超临界流体分相后的端元组成。石英绢云母化阶段石英绢云母细脉发育，其中矿物成分中含较多的钾长石、绢云母和磷灰石，石英绢云母阶段包裹体也是以高盐度含子矿物多相包裹体和富气相包裹体共存为特征，但绢云母化阶段中高盐度含子矿物多相包裹体多以子矿物溶化温度高于气液相均一温度为特征，关于这类包裹体的成因目前尚有不一样的看法，笔者认为这类包裹体是原高盐度流体沸腾的产物，由于近饱合的高盐度流体在温度压力下降的情况下发生沸腾，部分水与CO_2一起进

入到气相中，致使液相中盐度增高达到过饱合，但由于包裹体被捕获时石盐子晶尚未形成，此时流体处于亚稳定状态，流体仍是以单相状态存在，因此捕获了此亚稳流体的包裹体中子矿物是在捕获后结晶出来的，因此其固液相比较稳定，但也有少数是在子矿物石盐结晶后捕获的。这些亚稳包裹体有些甚至在室温下仍未能形成稳定的子矿物相，有些在冷冻过程中才发生子矿物的结晶，表明包裹体中捕获亚稳态流体是可能的。

从上述包裹体显微测温分析和成分分析结果表明，冲江斑岩铜矿带中与斑岩成矿有关的流体特征属中高温、高盐度流体，流体中成分以H_2O-NaCl-KCl为主，并含CO_2和其它金属离子，如Ca、Fe、Cu等，成矿流体的演化主要经历了出溶（熔体与流体的不混溶，斑岩体侵位）—分相（超临界流体相分离，钾硅化）—沸腾（高盐度流体沸腾，石英绢云母化阶段）三个阶段。

参考文献：略

新疆准噶尔地区产于韧性剪切带中金矿床成矿流体及碳、硫、铅同位素

王莉娟[1,2)] 王京彬[1,2)] 王玉往[1,2)] 朱和平[1)] 曲丽丽[2)]

1) 北京矿产地质研究院 100012

2) 中科院地质与地球物理研究所矿物资源重点实验室 100037

韧性剪切带型金矿床是新疆准噶尔地区重要金矿类型。前人的研究已经积累了较丰富的资料(张连昌等， 2000；王京彬等，1999；王莉娟等，2004；王军升等，1999;本文中引用了部分前人的资料)。但仍然缺乏成矿流体与硫、铅、碳同位素地球化学的综合分析及对该类金矿床整体认识，其中较突出的如本区年轻的炭质围岩地层对成矿的影响等还没有得到很好的解决。在前人研究的基础上，本文以本区科克萨依、康古尔、红石金矿为典型韧性剪切带型金矿床进行深入的流体包裹体及同位素地球化学的综合研究。研究了它们流体包裹体均一温度、爆裂温度、包裹体成分、包裹体水的来源等，特别是进行了围岩地层、矿体蚀变围岩中 C 同位素、矿体石英包裹体中 CO2 的 C 同位素分析及 S、Pb 等同位素分析。结果表明 S、Pb 为深源、部分 C 为幔源非生物成因，确定了本区金成矿物质的地幔来源。值得提出的是典型矿床矿体石英包裹体 CO2 中 C 多为<-10‰的有机碳，明确了本区年轻炭质沉积地层中生物成因的碳参与了金的迁移与成矿作用。

典型金矿床流体包裹体的镜下特征显示了金成矿经历了构造挤压改造作用。相对本区其他类型金矿床，该类型矿床成矿流体中 CO2 组分较高，成矿流体为低盐度，基本没有沸腾现象，流体类型以 $Na^{+}-Ca^{2+}-CL^{-}$ 型为主。包裹体水主要为变质水，不同程度的混合有雨水及岩浆水。反映了本区该类金矿床以变质为主的成矿特征。

位于康古尔塔格成矿带的康古尔、红石金矿成矿流体为多期次流体叠加成矿，成矿温度范围宽，低温流体强烈叠加，矿体石英的爆裂曲线出现 α — β 转变峰，暗示其成矿有深源侵入岩浆热液的加入，这有利于金和其它矿种的叠加成矿。目前上述两金矿床中已经发现了铜及铅锌矿脉，有一定的多金属找矿远景，也为该类型金矿的找矿提供了新的思路。位于额尔齐斯成矿带内的科克萨依金矿石英爆裂曲线无 α — β 转变峰，成矿期次少，成矿主要与变质流体及天水有关。

综合研究初步表明，在本区特定的后碰撞的地质背景下，在构造挤压与伸展的作用中形成的韧性剪切带中金矿床成矿与深大断裂密切相关，成矿物质源于深源，成矿主要与变质作用有关。炭质围岩地层有机 C 参与成矿流体中金的迁移与卸载成矿，侵入岩浆热液及天水等流体的不同程度的混合与叠加，形成本区特征的韧性剪切带型金矿床。

本文明确了碳质围岩地层对本区韧性剪切带型金矿床成矿的重要作用，探讨了该类金矿床成矿流体来源、演化及流体成矿特征。

胶东乳山脉状金矿床成矿流体演化

胡芳芳[1] 范宏瑞[1] 沈昆[2] 翟明国[1] 金成伟[1]

1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029
2. 山东省地质科学实验研究院, 济南 250013

位于胶东牟平－乳山金矿带中部的乳山金矿(原称金青顶金矿)是目前我国单脉金储量最大的矿床，现已探明金储量在 36 吨以上。据热液锆石 SHRIMP U-Pb 法测定，其成矿年龄为 117±3Ma。金矿体产于中生代昆嵛山二长花岗岩体内(SHRIMP U-Pb 年龄为 160 Ma；Hu et al., 2004)，受 NNE 及 NE 向两组断裂复合控制。金主要产于黄铁矿和多金属硫化物石英脉/细脉中。

流体包裹体研究表明，乳山金矿不同蚀变带岩石和各成矿阶段金矿石中的流体包裹体有三大类型：CO_2-H_2O、H_2O-CO_2±CH_4 和水溶液包裹体。CO_2-H_2O 包裹体在蚀变带岩石和早期乳白色石英中孤立或小群分布，被认为是在早期石英结晶时被捕获的，代表了成矿早期流体，其均一温度范围为 298～377℃，为富含挥发份(X_{CO2} 高达 0.53)、中低盐度(3.3～10.5 wt% NaCl)、流体密度较低(0.59～0.94g/cm^3)的流体，计算获得的捕获压力为 101～358MPa；经过水岩反应和围岩蚀变作用，到主成矿期初始流体逐渐演化为以含较低的 CO_2 的富水流体(X_{CO2} 为 0.01～0.09)，流体盐度基本不变，为 1.8～12.6wt% NaCl，密度升高(0.80～1.04g/cm^3)，而温度有所降低(170～324℃)，计算获得的捕获压力为 92～269MPa。由于温度和压力的降低，加之大气降水的参与，引起流体不混溶，CO_2 的出溶造成热液中硅质和黄铁矿等沉淀形成矿体。在成矿作用末期，大气降水大量加入，流体的性质和强度又发生变化，温度(96～188℃)和盐度(0.2～4.7 wt% NaCl)明显降低，本期流体中金含量微弱，未能形成金矿化。

对蚀变带岩石和不同阶段含矿脉体石英样品的氧同位素及其内包裹体水氢同位素组成进行了分析，$\delta^{18}O_{石英}$的范围为 2.3～7.1‰，δD 为-76.6～-89.4‰，在 δD－$\delta^{18}O$ 关系图上投点，落在靠近岩浆水的区域，这表明金矿的初始流体以岩浆水为主，晚期有大气水的加入，为岩浆水和大气水的混合物。考虑到成矿时代与围岩的时差、成矿物质来源的多元性、岩浆期后热液可能存在的时间范围(<0.8Ma)，乳山金矿初始成矿流体以岩浆水为主，这种岩浆水有可能不是前人所指的花岗岩岩浆期后热液，而是基性幔源脉岩岩浆在地壳浅部经过脱水所作用形成的岩浆水。

乳山金矿金和硫化物(尤其是黄铁矿)紧密共生，CO_2 包裹体广泛存在，说明金可能主要是以金硫络合物的形式搬运的。CO_2 包裹体的广泛存在则表明其对成矿流体的 pH 的变化起着重要的抑制作用。温度下降和压力降低引起的流体不混溶可能是乳山金矿金沉淀成矿的主要原因。金成矿物质具有多源性，既来自于控矿围岩－花岗岩和变质岩，又来自于幔源的岩浆岩。成矿流体可能来源于与金矿床伴生的基性幔源岩浆脱水形成的岩浆水，但在地壳浅部遭受到大气降水的混合。

中国大陆科学钻探工程（CCSD）超高压岩石副矿物锆石中的流体包裹体研究

沈昆[1]　张泽明[2]
1. 山东省地质科学实验研究院，济南 2500132；2. 中国地质科学院地质研究所，北京 100037

1 引言

保存在变质岩矿物中的流体包裹体是古流体存在的直接证据，也是了解变质流体性质和演化的重要依据。当超高压变质岩在峰期变质后的早期折返-退变质过程中发生快速抬升，则在近等温降压过程中，在前进-峰期变质阶段捕获的流体包裹体几乎都因为内压力大大超过围压和主矿物的机械强度而发生爆裂和渗漏（Touret，1992），从而给研究变质流体的性质和演化造成很大困难。

中国大陆科学钻探工程（CCSD）主孔位于苏鲁超高压变质带南部的江苏省东海县，主要由榴辉岩、正-副片麻岩、石榴石橄榄岩、少量的片岩和石英岩组成。锆石是超高压岩石（榴辉岩，尤其是片麻岩）中常见的副矿物，具有比石英更高的硬度，其中保存有超高压矿物包体和流体包裹体（Liu et al.，2001，2005；刘福来等，2004；Zhang et al.，2005a，b）。按照锆石的来源、形态和产出特征，并且借助阴极发光图象，可以将其分为原岩锆石、变质增生锆石和新生锆石三大类（刘福来等，2004，2005；Zhang et al. 2005b）。一个经历了俯冲-折返演化全过程的原岩锆石往往具有发育良好的环带构造，包括一个继承岩浆核、一个变质增生幔部和一个退变质生长边（图 1a，b）：在核部保存有石英、云母和长石等低压矿物组合，具有弱阴极发光效应；在变质增生幔部可含有柯石英等超高压指示矿物，具有强阴极发光效应；而在退变质生长边可含有以石英、钠长石为代表的低压矿物。然而在许多情况下原岩锆石缺失 1～2 个环带（仅有继承岩浆核±变质增生边）。偶尔，整个颗粒都为变质生长锆石。新生锆石一般粒度细小，不具有继承岩浆核，但有时可含少量超高压或低压矿物包体。

原岩锆石多呈浑圆～棱角状颗粒或不规则形状，以及自形晶分布于富含石英的榴辉岩、石榴角闪岩和正副片麻岩，粒度相对较大（数十至数百微米）；而新生岩浆锆石以发育完好的微细粒自形晶出现（数微米至～30 微米），在正片麻岩中较常见。在榴辉岩和石榴角闪岩中，锆石多呈包体产于石榴石、绿辉石、多硅白云母和石英中，可与磷灰石、金红石共生；少数较大的浑圆～不规则锆石颗粒则分布于石榴石、绿辉石和石英等矿物粒间。在片麻岩中，锆石多呈包体分布于石英、长石和云母（黑云母或白云母）中。

2 流体包裹体研究

将样品磨制成双面抛光片或分离出单矿物锆石，进行岩相学观察、阴极发光照相，并选择锆石中的代表性包裹体进行显微测温和激光 Raman 光谱分析。

按照室温时所见包裹体相组成和激光拉曼光谱分析结果，可识别出以下三类流体包裹体：（1）H_2O（盐水）包裹体；（2）H_2O-CO_2 包裹体；（3）单相 CO_2 包裹体。

最早的 H_2O（盐水）包裹体呈孤立或小群分布在（榴辉岩和片麻岩）具有环带构造的原岩锆石核部，并且与低压矿物组合共生（图 1a）。大多数为气液两相包裹体，偶尔还含一固相（石盐或硬石膏）。显微测温表明，初熔温度一般不低于-21ºC，但个别可低达-40～-50ºC；冰点变化于-28ºC～0ºC。说明流体的成分和盐度变化很大，以 NaCl-H_2O 为主，有时可含 Ca^{2+}、Mg^{2+}或 SO_4^{2+}离子，从接近纯水到饱和盐水。在新鲜或弱退变质榴辉岩中，少量 H_2O 包裹体呈孤立状产在被石榴石或绿辉石包裹的锆石小晶体中，无退变质流体进入的迹象，表明它们形成于进变质-峰期变质阶段。在片麻岩的新生锆石中，时而可见孤立的两相 H_2O 包裹体（图 1c），显微测温表明，多数包裹体初熔温度

在-21ºC，冰点≥-2ºC，即含低盐度 NaCl-H_2O 溶液。

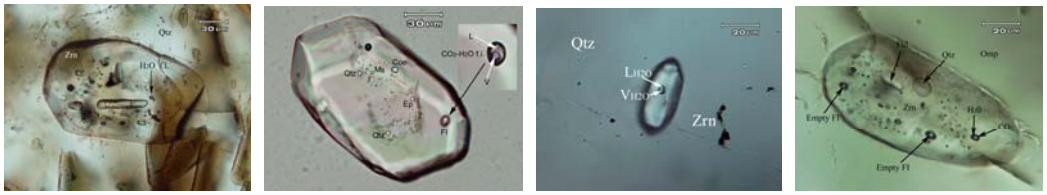
类似地，最早的两相或三相 H_2O-CO_2 包裹体，呈孤立或小群分布于原岩锆石核部；而在具有环带构造锆石的变质生长边（幔）部仅偶尔见到 H_2O-CO_2 包裹体与柯石英共生（图 1b）。H_2O-CO_2 包裹体也呈小群产在被绿辉石包裹的锆石中（图 1d），另外，在退变质榴辉岩所含浑圆-不规则锆石中，可以见到 H_2O-CO_2 包裹体沿不同方向的晶内裂隙成群分布，推测它们是早先捕获密度较高的 H_2O-CO_2 包裹体在退变质期间发生（部分）爆裂，流体被重新捕获的结果。显微测温表明，H_2O-CO_2 包裹体中 CO_2 的熔化温度接近-56.6ºC，相当于纯 CO_2 流体，这与激光 Raman 光谱分析结果一致（即不含其他挥发组分特征谱线）；CO_2 液-气均一温度在 25ºC～30ºC 之间，多数包裹体在未达到完全均一时就渗漏或爆裂了。

单相 CO_2 包裹体也十分罕见，仅在一榴辉岩沿石榴石-绿辉石粒间分布的锆石中，发现它们沿晶内裂隙分布，推测它们是 H_2O-CO_2 包裹体发生再平衡的产物。

3 讨论与结论

榴辉岩和片麻岩锆石中的流体包裹体具有以下特征。（1）在原岩锆石、变质增生锆石和新生（岩浆）锆石中均发现有流体包裹体；（2）原岩锆石核部不乏 H_2O 和 H_2O-CO_2 包裹体，H_2O 包裹体的组成和盐度变化较大，而在锆石的变质增生幔部或边部很少发现流体包裹体；（3）正片麻岩可以含大量新生岩浆锆石，其中仅偶尔存在低盐度水溶液包裹体。

由此推断，在大陆板块俯冲（前进变质）期间，被表生沉积物带到地壳深处的 $H_2O\pm CO_2$ 流体，除结合到含羟基矿物中外，可以包裹体形式被锆石保存和继承下来，H_2O 包裹体组成和盐度的变化与其不同来源有关。变质峰期流体组成仍以 $H_2O\pm CO_2$ 为主（这可以从本区超高压岩石含黝帘石、多硅白云母等羟基矿物和少量碳酸盐得到佐证），但流体含量很低，仅局部存在。而且低盐度 H_2O-CO_2 流体在进变质、超高压变质和退变质作用各阶段均有存在，反映在整个超高压变质演化过程中流体具有继承性。其次，在锆石的变质增生幔部或边部很少发现流体包裹体，结合超高压矿物中流体包裹体十分罕见，也说明丰富的原岩流体或在超高压进变质过程中被排出岩石体系，或进入含水超高压矿物和结合进名义无水矿物。另外，根据锆石中 H_2O 和 H_2O-CO_2 包裹体的组成和密度计算的等容线，在通过峰期变质温度时的压力大大低于根据矿物温压计获得的近峰期变质压力，这表明包裹体在捕获后发生了再平衡。



图片说明：1a-（退变质）榴辉岩石英中环带锆石核部的矿物和 H_2O 包裹体（B0173R151P1g-A）；1b-片麻岩中环带锆石核部的 H_2O-CO_2 包裹体，呈孤立分布（B0616R436P1aL）；1c-片麻岩锆石中的 H_2O 包裹体，孤立分布（B1297R108P66a）；1d-榴辉岩绿辉石包裹锆石中的矿物和 H_2O-CO_2 包裹体，随机分布（B0010R15P1b）

参考文献

刘福来，许志琴. 2004. 南苏鲁超高压岩石含柯石英锆石中的流体包裹体. 科学通报，49（2）：181～189

沈昆，张泽明，孙晓明，徐莉. 2005. 超高压变质流体的组成与演化：中国大陆科学钻探工程主孔岩心的流体包裹体研究. 岩石学报. 21（2）：489-504

张泽明，张金凤，游振东，沈昆. 2005. 苏鲁造山带超高压变质作用及其 P-T-t 轨迹. 岩石学报，21（2）：257-270

Liu F, Xu Z, Katayama I, Yang J, Maruyama S, Liou J G. 2001. Mineral inclusions in Zircons of para- and orthogneiss from pre-pilot drillhole CCSD-PP1, Chinese Continental Scientific Drilling project. Lithos, 59: 199～215

刘福来，许志琴，薛怀民，孟繁聪. 2005. 中国大陆科学钻探主孔 0-4500 米变质岩石锆石中保存的超高压矿物包体. 岩石学报，21（2）：277-292

Touret JLR. 1992. Fluid inclusions in subducted rocks. Proc.Kon. Ned. Akad. v. Wetensch, 95 (3), 385-403.

苏鲁造山带超高压变质岩的差异性折返：流体包裹体证据

范宏瑞　郭敬辉　胡芳芳　储雪蕾　陈福坤　金成伟
中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029

苏鲁超高压变质带北起胶东半岛东北部的威海，南至江苏北部的东海地区，长约 320km。在该变质带上主要出露有大小不等的榴辉岩、超镁铁岩、大理岩和变花岗闪长岩等，它们呈群、带状出现在围岩正(副)片麻岩中。根据围岩性质，苏鲁变质带上的榴辉岩可以分为三种类型：(1)产在片麻岩中(G 类)；(2)产在超镁铁岩中(P 类)；和(3)产在大理岩中(M 类)，并以 G 类产出最多。这三种榴辉岩均含柯石英或柯石英假象，表明它们都经历了陆-陆碰撞，俯冲至上地幔的深度(>100km)，又折返回地面。苏鲁变质带内的各类榴辉岩大致都经历了 3～4 个变质阶段，包括由石榴石中矿物或多矿物包体所记录的前榴辉岩相早期变质作用、以石榴石＋绿辉石(＋柯石英)共存为标志的榴辉岩相峰期变质阶段(温度 900～700℃、压力>2.8GPa)、以石英(细脉)＋石榴石＋绿辉石组合的等温降压榴辉岩相重结晶变质阶段(温度 750～600℃、压力 2.4～1.2GPa)、由角闪石＋Na 质角闪石后成合晶组成，绿辉石消失为标志的角闪岩相退变质阶段(温度 600～450℃、压力 1.0～0.6GPa)。根据前人及岩相学研究，苏鲁超高压北带的荣成－威海地区榴辉岩在退变质过程中还普遍遭受了麻粒岩相的叠加，特征是在超高压变质岩中出现后生顽火辉石。

流体包裹体研究的矿物样品主要为采自苏鲁带南部的日照岚山头和诸城崔家沟及苏鲁北部的荣城滕家集和大疃等地区 G 类榴辉岩中的石榴石、绿辉石和石英，及榴辉岩体内呈小脉体产出的脉石英。

流体包裹体岩相学和显微测温研究表明，产于榴辉岩未变形石英颗粒中的 A 型 N_2±CO_2 包裹体为原生包裹体，它们在经历了角闪岩相退变质作用的榴辉岩和麻粒岩相叠加的榴辉岩矿物中缺失，因而认为 A 型包裹体可能是在超高压－高压榴辉岩相条件下捕获的，这也证明了稳定同位素研究获得的，在超高压峰期变质期间没有自由流动的、弥散性流体相存在；B 型密集出现的高密度纯 CO_2 液相包裹体产于荣城地区榴辉岩被麻粒岩相叠加的石榴石中，推测这类包裹体是在榴辉岩发生麻粒岩相叠加变质作用期间被捕获的；C 型 CO_2-H_2O 包裹体和 D 型高盐度 H_2O 溶液包裹体是苏鲁榴辉岩中最常见的包裹体类型，它们主要以原生或假次生的形式赋存在高压榴辉岩相产物细小脉体石英内，推测这两类包裹体是在高压榴辉岩重结晶阶段被捕获的，这两类包裹体的直接穿插关系在镜下未曾找到，它们都以原生或假次生的形式产出，它们能否代表高压条件下存在的不混溶 CO_2-H_2O-NaCl 流体相还需作进一步的研究工作。刘福来和许志琴(2004)发现，在南苏鲁东海中国大陆科学钻探工程主孔片麻岩和退变榴辉岩锆石中保存了与柯石英等典型超高压矿物共存于同一变质增生微区以水溶液为主的 CO_2-H_2O 包裹体，沈昆等(2003)也在该区榴辉岩石榴石中找到原生高密度盐水溶液包裹体，他们皆认为这些包裹体是在超高压变质峰期被捕获的，代表了峰期流体组成。我们研究的 C 型 CO_2-H_2O 包裹体和 D 型高盐度 H_2O 溶液包裹体主要在榴辉岩绿辉石、蓝晶石、石英及脉体石英中，从矿物形成顺序来看，接近或晚于刘福来和许志琴(2004)及沈昆等(2003)发现的这类包裹体，可能是峰期变质流体的继承和演化；明显呈次生的低盐度 H_2O 溶液包裹体是超高压岩石折返过程中最晚(角闪岩相退变质甚至更晚)阶段捕获的。

苏鲁超高压变质带的南部和北部经历了不尽相同的折返过程，这在矿物交代结构上有很好的反映。上述流体包裹体研究表明，在苏鲁带北部麻粒岩相叠加榴辉岩中有密集分布的高密度纯 CO_2 液相包裹体，显示出在苏鲁高压-超高压变质带南带和北带，变质流体的组成和性质存在差异，这反映了超高压变质岩的差异折返过程以及不同的流体演化体制。

俯冲板片中微量元素的活动性：西天山榴辉岩相运输脉的制约

熊贤明[1]，Timm JOHN[2]，高俊[1]，Reiner KLEMD[3]，黄德志[4]
1中国科学院地质与地球物理研究所矿产资源重点实验室，北京，100029
2 德国基尔大学应用地球科学学院，基尔，24098
3 德国维尔茨堡大学矿物学院，维尔茨堡，D-97074
4 中南大学资源环境与建筑工程学院，长沙，410083

由于微量元素从俯冲洋壳迁移到上覆地幔楔，使得俯冲带的岩浆具有独特的微量元素地球化学特征，如较高的流体活动/流体不活动微量元素比值(McCulloch et al.，1991)。通常认为俯冲大洋岩石圈脱水时释放的含盐水流体是造成微量元素从俯冲板片中淋滤出来的原因(Tatsumi et al.，1986；Becker et al.，2000；Manning，2004)。俯冲洋壳的脱水变质作用是一个连续的过程，可以发生在10～20 km (低级蓝片岩相条件)至70～300 km (多硅白云母的分解深度)较宽的深度范围。洋壳中流体的释放主要发生在蓝片岩(含水5％～6％)转变成榴辉岩(含水＜1％)的阶段，即约50～70 km 的深度(Peacock，1993；Schmidt et al.，1998)。释放出的流体可沿着由液压致裂作用造成的通道运移至地幔楔(Davies，1999)。俯冲洋壳岩石中的榴辉岩相高压脉是由在裂隙内运移的流体中的溶质沉淀而形成，因此可代表这种流体通道(Becker et al.，1999)。这些脉有不同的演化阶段，开始是被脱水晕包围的脱水脉，最后是与主岩有清晰接触特征的运输脉(Becker et al.，1999；Gao et al.，2001)。关于高压脉的微量元素地球化学研究显示，经过短距离运输形成的脉中大多数微量元素的含量较低，并保持了与主岩中大体相同的元素比值(Rubatto et al.，2003)。虽然主要的流体释放发生在蓝片岩相向榴辉岩相的转变阶段，但对此转变过程的认知主要是建立在理论或实验研究基础之上(Peacock，1993；Schmidt et al.，1998；Hacker et al.，2003；Manning，2004)。本文中我们使用一个横切蓝片岩主岩片理的榴辉岩相远程运输脉来研究流体－岩石相互作用和远程流体流的元素负载。

西天山的基性高压变质岩显示互相连接的榴辉岩相脉体网络来源于蓝片岩的进变质脱水作用，通过这些网脉可以洞察在俯冲带高压条件下远程流体流动中的流体－岩石相互作用和元素负载。岩相学证据表明外来流体的渗透作用产生运输脉，而流体持续的沟道式流动导致主岩蓝片岩的淋滤。脉和蓝片岩蚀变带中锂(Li)的含量几乎是蓝片岩主岩中锂的两倍，它支持流体是外部来源的设想。这些流体触发了蓝片岩主岩的榴辉岩化作用而形成蓝片岩蚀变带。由于成脉流体中的微量元素含量低，所以导致与流体发生化学反应的主岩中所有微量元素的强烈淋滤。

岩石学的观察和地球化学数据表明在榴辉岩相条件下外来流体的渗透产生了切穿蓝片岩主岩叶理的脉。外来的流体与蓝片岩主岩发生相互作用，触发部分主岩，即蓝片岩蚀变带发生榴辉岩化作用。在此过程中，流经的流体能够从主岩中淋滤出53％～81％的微量元素。流体中LREE和HFSE含量很低，而LILE、P和Li含量较高，并且LILE和LREE的流体迁移效率比HFSE和HREE（Tm，Yb，Lu）高出约28％。根据实验研究，榴辉岩中不同元素（如LILE、HFSE、LREE和HREE）的缓冲由特定的矿物所控制，例如：Li和LILE由多硅白云母控制（Zack et al.，2001），U、Ti和HFSE由金红石控制（Rudnick et al.，2000），LREE由绿帘石族矿物控制（Tribuzio et al.，1996），HREE由石榴子石控制（Stalder et al.，1998）。因此缺乏某些矿物可以显著地提高微量元素在流体诱发的榴辉岩化过程中的活动性（John et al.，2004）。然而在蓝片岩蚀变带中，这些主要的微量元素载体仍然是矿物组合的一部分，所以携有持续低量元素负载的、沟道式连续流通的流体最可能引起淋滤作用（Manning，2004）。本研究显示，蓝片岩主岩中进变质脱挥发分作用和相关液压致裂作用产生的相互连接的榴辉岩相脉

体网络可以证实：从俯冲板片进入到上覆地幔楔的流体的运输——从而也是微量元素的运输，可以到达约60 km 的适当深度。我们进一步推断，在一个开放体系中——比如脱水的俯冲板片，微量元素的活动性不是由矿物组合和平衡分配系数控制，而主要是由流体－岩石比率和流体流的非稳态特性控制。

参 考 文 献

Becker H, Jochum K P, Carlson R W. 1999. Constraints from high-pressure veins in eclogites on the composition of hydrous fluids in subduction zones. Chemical Geology, 160: 291～308.

Becker H, Jochum K P, Carlson R W. 2000. Trace element fractionation during dehydration of eclogites from high-pressure terranes and the implications for element fluxes in subduction zones. Chemical Geology, 163: 65～99.

Davies J H. 1999. The role of hydraulic fractures and intermediate-depth earthquakes in generating subduction-zone magmatism. Nature, 398: 142～145.

Gao J, Klemd R. 2001. Primary fluids entrapped at blueschist to eclogite transition: evidence from the Tianshan meta-subduction complex in northwestern China. Contribution to Mineralogy and Petrology, 142: 1～14.

Hacker B R, Peacock S M, Abers G A et al. 2003. Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? Journal of Geophysical Research, 108(B1): 2030～2046.

John T, Scherer E E, Haase K et al. 2004. Trace element fractionation during fluid-induced eclogitization in a subducting slab: trace element and Lu-Hf-Sm-Nd isotope systematics. Earth and Planetary Science Letters. 227: 441～456.

Manning C E. 2004. The chemistry of subduction-zone fluids. Earth and Planetary Science Letters, 223: 1～16.

McCulloch M T, Gamble J A. 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. Earth and Planetary Science Letters, 102: 358～374.

Peacock S M. 1993. The importance of blueschist → eclogite dehydration reactions in subducting oceanic crust. Geological Society of America Bulletin, 105: 684～694.

Rudnick R L, Barth M, Horn I et al. 2000. Rutile-bearing refractory eclogites: missing link between continents and depleted mantle. Science, 287: 278～281.

Rubatto D, Hermann J. 2003. Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): implications for Zr and Hf budget in subduction zones. Geochimica et Cosmochimica Acta, 67(12): 2173～2187.

Schmidt M W, Poli S. 1998. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. Earth and Planetary Science Letters, 163: 361～379.

Stalder R, Foley S F, Brey G P et al. 1998. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900～1200°C and 3.0～5.7 GPa: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. Geochimica et Cosmochimica Acta, 62(10): 1781～1801.

Tatsumi Y, Hamilton D L, Nesbitt R W. 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 29: 293～309.

Tribuzio R, Messiga B, Vannucci R et al. 1996. Rare earth element redistribution during high-pressure low-temperature metamorphism in ophiolitic Fe-gabbros (Liguria, northwestern Italy): implications for light REE mobility in subduction zones. Geology, 24: 711～714.

Zack T, Rivers T, Foley S F. 2001. Cs-Rb-Ba systematics in phengite and amphibole: an assessment of fluid mobility at 2.0 GPa in eclogites from Trescolmen, Central Alps. Contributions to Mineralogy and Petrology, 140: 651～669.

含挥发组分盐水包裹体的测定计算及其注意问题*

刘斌

同济大学地下工程系 上海四平路 1239 号 200092

自然界中流体包裹体成分十分复杂，其中含挥发组分盐水包裹体在不同成岩成矿类型岩石、矿床中广泛分布，它是包裹体中主要类型，正确测定它们的参数、合理计算它们的捕获时的热力学条件是十分重要的。这种包裹体中的挥发组分常常是 CO_2、CO、N_2、H_2S、CH_4、C_2H_6、C_3H_8、C_2H_4、C_3H_6、C_2H_2、C_3H_4------等组分；盐类主要为可溶的 NaCl、KCl、$CaCl_2$、$MgCl_2$ 等，这些盐类常常溶于水形成盐水。

测定方面：

（1） 区分是均匀单相中捕获的还是不混溶相态中捕获的流体包裹体：这对于以后的计算十分重要，特别对于复杂的不混溶流体包裹体群的数值处理是十分关键的。

（2） 怎么样才能区分它们是从不混溶相态流体中捕获的包裹体？由于不同相态体积比的包裹体难以决定当时共存不混溶相流体的性质，只有从单相中捕获的流体包裹体，才能代表当时不混溶流体的共存的端元组分状态，因此，首先问题是要决定两种共存的端元组分包裹体。有 3 个标准：1、必须有挥发组分包裹体相共生；2、两种类型包裹体（挥发组分包裹体和含挥发组分盐水包裹体）时间和空间分布一致；3、两种类型包裹体摩尔体积(或密度) 和相对浓度的符合理论的比率。

（3） 怎么样才能判别它们是从不混溶相态流体中捕获的包裹体？利用显微镜观察研究方法和三种热力学数值计算法：1、平衡常数判别法；2、溶解度计算法；3、密度比率法。

（4） 注意水合物对于含盐度测定的影响：由于水溶液含有盐类，则形成气体水合物的条件有所改变，因此必须考虑含盐度对于气体水合物生成的影响，随着水溶液中盐类浓度的增加，气体水合物溶化温度要减少。因此利用包裹体显微测温时所得到的气体水合物最后溶化温度数据，才能得到包裹体的精确的含盐度数据，不同含盐度的含挥发组分盐水包裹体状态方程（等容式）对于压力计算影响很大，因此精确的含盐度数值测定是十分重要的。

计算方面：

（1） 对均匀单相中捕获的流体包裹体：当我们确定了包裹体组成后，再以计算方法求出包裹体体积 *(V)*，利用等容式（*p—T* 关系式），与包裹体以外的压力—温度变化关系式（如矿物温压计）联立，求得捕获温度*(T)*和压力*(p)*。

（2） 作为不混溶相态中捕获的包裹体组合： 确定两种共存的端元组分包裹体等容式，两种包裹体等容式联立，求得捕获温度*(T)*和压力*(p)*。注意含挥发组分盐水状态方程的应用：现在有 CO_2—NaCl—H_2O、CH_4—NaCl—H_2O 等简单体系的状态方程，如果复杂包裹体成分类似于这些体系成分可以应用，如果相差比较大，计算压力时不能应用，否则误差较大。

（3） 不同类型不混溶流体包裹体组合的特别计算：根据两种共存的端元组分包裹体等容线交点在 *p—T* 关系平面图上显示的位置，划分成三种类型流体包裹体组合，利用三种类型流体包裹体组合特征，采取不同的计算方法，能够精确地计算出这些包裹体组合形成温度和压力等捕获时的热力学条件。

* 国家自然科学基金项目（40173029）研究部分成果

鄂尔多斯盆地北部烃类微渗漏相关的成岩作用和砂岩铀矿形成

王飞宇[1]　张志琳[1]　吴伯林[3]　柳益群[3]　刘池阳[3]

1（石油大学（北京）资源与信息学院, 北京: 102249）
2（石油大学（北京）油气成藏机理教育部重点实验室, 102249）
3（石油大学油气成藏机理教育部重点实验室，北京，102200）

鄂尔多斯盆地北部东胜地区中侏罗统直罗组砂岩铀矿是近年来发现的万吨级大型砂岩铀矿, 对于东胜砂岩铀矿的成因已作了一些初步研究，陈法正(2002)认为东胜砂岩铀矿体主要与区域层间氧化带有关, 古层间氧化带前锋线具良好的含矿性。杜乐天等(2003)认为东胜砂岩铀矿形成过程中油气是重要还原剂。由于还原态铀(U^{4+})的溶解度明显低于氧化态铀(U^{6+}), 还原作用一直被认为是许多砂岩铀矿床铀沉淀的主要机理，但具体到东胜砂岩铀矿, 还原剂到底是什么？还原剂如何导致铀矿物的沉淀, 它与成岩过程和铀成矿过程是什么关系？这些问题仍没有明确认识。本文通过对东胜直罗组砂岩铀矿油气运移成藏、成岩和成矿地质记录的岩石学和地球化学分析, 分三个层次认识砂岩铀矿成矿过程与烃类流体次生蚀变的关系：一是在东胜直罗组砂岩铀矿, 起关键性作用的还原剂是煤、固体沥青和石油, 还是天然气？二是天然气是近源或是源于南面向北运移散失？三是与天然气运移散失有关的成岩作用、方解石胶结物的形成和铀矿物沉淀的关系。

有机岩石学和流体包裹体分析表明：砂岩铀矿层中仅存在极少量镜煤或亮煤细条带，油包裹体丰度(GOI 值)统计分析表明 GOI 主体小于 1%，主要是天然气包裹体。砂岩铀矿碳酸盐胶结物碳同位素较轻，说明东胜直罗组砂岩铀矿起还原作用主要是天然气。区域地质条件东胜区及邻近区中生界地层成熟度处于临界成熟(0.40%-0.55%VRo), 也没有倾油性源岩. 对方解石胶结物中流体包裹体中天然气成分和碳同位素分析表明包裹体中天然气成熟度明显高于砂岩铀矿中实测的镜质组反射率, 说明天然气不可能源于近源的中生界地层。结合区域地质条件，鄂尔多斯东胜中侏罗统直罗组砂岩铀矿的东胜侏罗系砂岩铀矿成矿过程与烃类流体次生蚀变有关，源于南面的煤成气向北运移至东胜区散失, 一方面作为还原剂导致氧化态铀转变为还原态铀沉淀, 另一方面, 导致孔隙水 PH 值增高和碳同位素较轻的碳酸盐胶结物沉淀。

关键词：砂岩铀矿　天然气　还原作用　方解石胶结物　流体包裹体　鄂尔多斯盆地

阿尔泰山南缘高密度 CO_2-CH_4 流体的成矿作用初探

徐九华[1]　丁汝福[2]　谢玉玲[1]　单立华[1]　钟长华[1]
1. 北京科技大学资源工程系，北京 100083, Email: jiuhuaxu@ces.ustb.edu.cn;
2. 北京地质矿产研究院，北京，100029

阿尔泰山南缘的萨热阔布金矿床流体研究表明，矿化阶段脉石英中存在大量高密度的液态纯 CO_2（L_{CO2}）和 CO_2±CH_4（$L_{CO2±CH4}$）包裹体，它们占包裹体总数的 90%以上(Xu et al., 2005)。该矿床脉石英可分为两种产状，一为贫黄铁矿的早阶段脉石英，包裹体类型以 L_{CO2}, L_{CO2}-L_{H2O} 为主，其次为 L_{H2O}-L_{CO2} 和 L_{H2O}-V_{CO2} 。二为与黄铜矿、方铅矿、闪锌矿等伴生的晚阶段石英（多金属硫化物阶段），其包裹体类型复杂，特别是含金黄铁矿-黄铜矿石英脉的包裹体, 三相点温度 t_m 一般为-61.9~-59.5℃, 最低可达-78.1℃, 说明有较多的 CH_4 或其它挥发分存在（Kerkhof and Thiery, 2000）, 流体部分均一温度 t_h 也低达-33.7 ~-17.7℃(均一为 L_{CO2})。激光拉曼探针测定表明，L_{CO2} 包裹体只有 CO_2 峰，或 CO_2 峰和 CH_4 峰，没有 H_2O 峰。

这种 CO_2±CH_4 流体对火山沉积盆地内早中泥盆世陆缘拉张形成的 VMS 型矿床进行了叠加改造。最近的初步研究表明，在 VMS 型铁木尔特铅锌矿床的晚期硫化物石英脉中也存在纯 CO_2 和 CO_2±CH_4 包裹体，它们的排列方向在整个样片中具一定的优选方位, 并穿切了多数相邻石英颗粒的边界，对铅锌矿床的脉石英来讲属次生包裹体，但可能反映了后来碰撞造山有关的热液活动特点。据 5 个样品 150 余个包裹体冷冻实验, 其特征可分为 2 组: 第 1 组三相点温度 t_m 一般为-60.8~-57.8℃， t_h 为-27.5 ~-8.0℃或+3.0~+27.5℃(都均一为 L_{CO2}); 第 2 组具有特低的 t_m 和 t_h, 主要范围分别为-80.5~-73.5℃和-45.2~-25℃(也均一为 L_{CO2})。第 1 组可认为是一般的 CO_2-CH_4 体系，而第 2 组则要结合拉曼探针测定再定论。

对萨热阔布金矿床的富含纯 CO_2 包裹体的脉石英进行流体包裹体的 ICP-MS 稀土元素组成分析表明也有一些不同于其他地区造山型金矿床的特征。(1) 与已报道的造山型金矿床比较，流体包裹体中的稀土总量较高，脉石英ΣREE（流体）=11.56~204.86×10^{-6}, ΣREE（流体）=845.35。流体中的高稀土含量，与流体的富 CO_2 有密切的关系，这已被很多研究证实。(2) 脉石英流体包裹体的轻、重稀土分馏不明显，LREE/HREE 一般为 1.82~4.01, 仅 1 件样品为 12.56。而很多造山型金矿床的流体轻、重稀土分馏均较明显，玲珑-焦家式金矿的包裹体 LREE/HREE=6.07~26.41(7 件)，乳山金矿的为 11.62~29.59(3 件，陈绪松等，2002), 辽宁四道沟金矿的为 7.96~10.72(3 件，范建国等，2000)。(3) 流体 REE 无明显的 Eu 异常，δEu=0.72~1.77，与地幔岩辉石的 CO_2 流体极为相似, δEu=0.45~1.10, 地幔橄榄石则具弱的负异常。而很多造山型金矿床则具有明显的 Eu 正异常，如赤峰柴胡栏子金矿，δEu=1.51~8.12， 乳山金矿 3.43~5.71, 玲珑-焦家金矿 1.05~7.09。

阿尔泰造山带大规模的成矿作用主要发生在晚古生代，何国琦等(1994)提出北疆古生带地壳演化五阶段模式，认为早泥盆纪阿尔泰南缘的成矿作用与西伯利亚板块陆缘火山扩张带有关。早中泥盆世陆缘拉张和晚泥盆世-二叠纪的俯冲-碰撞这两个不同的构造体制相应形成了与陆缘裂谷环境有关的成矿系统和碰撞成矿系统(王京彬等,1998)。早中泥盆世的陆缘拉张形成阿尔泰南缘火山岩带和基性岩带（Sm-Nd等时线年龄397Ma），与此相关的火山块状硫化物矿床（VMS型）同位素年龄407-372Ma；中泥盆世末洋壳俯冲，至早石炭世末海盆消失，哈萨克斯坦-准噶尔板块与西伯利亚板块拼贴缝合，进而发育了广布的区域变质岩，相当于俯冲和碰撞的两期变质年龄为359.5Ma和339.3Ma, 碰撞及碰撞后形成的金矿床同位素年龄265-320Ma。董永观等（2002）对阿尔泰南缘金矿床的成矿年龄统计表明，主要分布范围为200~300Ma。这与近来郑常青等（2005）测定该造山带的递增变质带

基金项目: 国家自然科学基金项目(40572066)、教育部博士点基金(20030008018)项目和中国科学院地质与地球物理研究所重点实验室基金

锆石（CHIME法）年龄相当，即冲乎尔地区蓝晶石-矽线石带为265±10Ma，阿勒泰地区红柱石-矽线石带为249±30Ma。总的来讲，阿尔泰南缘的金矿床主要为主造山期（D_3-P_1）的同造山期金矿，即金矿床的形成同步于沿额尔齐斯构造带的弧陆碰撞造山作用，属典型的碰撞造山带型金矿床（陈衍景等，2001）。高密度CO_2±CH_4流体在阿尔泰南缘金矿床中大量发育，说明在同碰撞造山过程中金矿床的成矿流体与区域构造流体有密切联系。

这类高密度 CO_2±CH_4流体与其它地区造山带石英脉型或蚀变岩型的热液金矿的成矿流体在 CO_2 含量上有较大差别，例如小秦岭金矿田发育的富 CO_2 包裹体类型主要为 L_{H2O}-V_{CO2} 型或 L_{H2O}-L_{CO2} 型（范宏瑞等，2000；Jiang et al., 1999; Xu et al., 1998），纯 CO_2 包裹体较少发现，属低盐度的富 CO_2 的 H_2O-CO_2-NaCl 流体体系。招-掖金矿带的成矿流体也属 H_2O-CO_2-NaCl 流体体系。初步研究还显示，萨热阔布金矿床 CO_2 包裹体具有很低的 $\delta^{13}C$ 值（-10.73‰~-21.15‰），与小秦岭、胶东金矿的也很不相同。众所周知，纯 CO_2 流体是地幔岩或下地壳麻粒岩流体包裹体的典型特征，阿尔泰南缘的这种 **CO_2±（H_2O±CH_4）** 流体是否与造山过程来自上地幔或下地壳的区域流体有关，还是与动力变质作用从碳酸盐地层中释放的 CO_2 有关，或是地壳物质俯冲再循环的产物，都值得进一步详细研究。Phillips 和 Evans(2004)最近通过富 CO_2 流体（10mol% CO_2）和贫 CO_2 流体（0.1mol% CO_2）的比较研究，证明 CO_2 在金矿形成过程中的作用是缓冲流体 pH 值、保持 Au 在流体中的高含量，并且在有利的容矿岩石中使 Au 沉淀。那么，对于纯 CO_2 流体或 CO_2±(CH_4)流体在金成矿过程中起着怎样的作用，Au 是以什么形式存在于缺水的 CO_2 流体中的？特别是新近发现的高密度低三相点（t_m ＜-65℃）、低均一温度（t_h＜-30℃）的流体及其对成矿的意义更值得研究。

主要参考文献

[1] 陈衍景, 张静, 赖勇. 2001, 大陆动力学与成矿作用. 北京:地质出版社, 12-24, 216-230
[2] 董永观, 张传林, 芮行健等, 2000,哈巴河-布尔津流域金、铜成矿作用研究，地质出版社
[3] 范宏瑞, 谢亦汉, 赵瑞.等. 2000, 小秦岭含金石英脉复式成因的流体包裹体证据. 科学通报, 45(5): 537-542
[4] 樊祺诚，刘若新，林卓然，等. 1996, 中国东部地幔 CO_2 流体包裹体的碳同位素初步研究, 地球化学, 25(3): 264-269
[5] 何国琦, 李茂松, 刘德权.等. 1994, 中国新疆古生代地壳演化及成矿. 乌鲁木齐:新疆人民出版社 香港:香港文化教育出版社
[6] 刘顺生，李志纯，谭凯旋. 等. 2003, 中国阿尔泰造山带的变形变质及流体作用. 北京: 地质出版社,1-152
[7] 王京彬，秦克章，吴志亮. 等. 1998, 阿尔泰山南缘火山喷流沉积型铅锌矿床. 北京: 地质出版社, 18-95
[8] 岳可芬, 赫英, 张维平. 2004, 深源 CO_2 及其对金的富集成矿作用. 西北大学学报(自然科学版), 34(1):90-92
[9] 张进红, 王京彬,丁汝福. 2000, 阿尔泰造山带康布铁堡组变质火山岩锆石特征和铀-铅年龄. 中国区域地质, 19(3), 281-287
[10] 赵志忠. 2001,阿尔泰山南缘东部岩石构造变形与金的构造成矿机理. 大地构造与成矿学，25(3)，302-312
[11] 郑常青, 徐学纯, Takenori Kato, 等. 2005, 阿尔泰造山带递增变质带的独居石(CHIME 法)年龄及其地质意义, 矿物岩石地球化学通报, 24(增刊), 188
[12] Deines, P., 2002, The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths, Earth-Science Reviews, 58(3-4): 247–278
[13] Fan Hongrui, Zhai Mingguo, Xie Yihan, 2003, Ore-forming fluids associated with granite-hosted gold mineralization at the Sanshandao deposit, Jiaodong gold province, China, Mineralium Deposita, 38: 739 - 750
[14] Goldfarb, R.J., Groves, D. I., Gardoll, S., 2001, Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. Ore Geology Review, 18, 1-75
[15] Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., et al., 1998, Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. Ore Geology Review, 13, 7-27
[16] Jiang Neng, Xu Jiuhua, Song Mianxin, 1999, Fluid inclusion characteristics of mesothermal gold deposits in the Xiaoqinling district, Shaanxi and Henan provinces, People's Republic of China. Mineralium Deposita, 34, 150-162
[17] Kerrich, R., 1993, Perspectives on genetic model for lode gold deposits, Mineral. Deposita, 28, 362-365.
[18] Phillips, G.N., Evans, K.A., 2004, Role of CO_2 in the formation of gold deposits, Nature, 429: 860-863
[19] Roedder, E., 1984, Fluid inclusions, American Mineralogist.
[20] Van den Kerkhof, A., Thiéry, R., 2001, Carbnic inclusions, Lithos, 55: 49-68
[21] Xu Jiuhua, Ding Rufu, Xie Yuling, et al., 2005, Pure CO2 fluid in the Sarekoubu Gold Deposit at Southern Margin of Altai Mountains, Xinjiang, China, Chinese Science Bulletin, 50(4), 333-340
[22] Xu Jiuhua, Xie Yuling, Jiang Neng, et al. 1998,Minerological, fluid inclusion, and stable isotope study of Wenyu-Dongchuang gold deposits in the Xiaoqinling Mt. Area, west Henan, China. Explor. Minning Geol. 7(4): 321-332

碳酸盐岩成岩相研究方法及其应用*

-以川东北飞仙关组鲕滩储层为例

杨威　魏国齐　金惠　张忠涛　张林　沈珏红　吴世祥

中国石油勘探开发研究院廊坊分院，河北廊坊，065007

摘要 成岩相是研究成岩作用展布的重要方法和途径，其与沉积相不同，反映岩石在一定的成岩环境下发生的各种成岩作用的综合表现。在详细的成岩作用和成岩环境研究的基础上，划分了川东北地区飞仙关组 8 类成岩相、7 类成岩亚相，总结了各类成岩相（亚相）的识别标志，探索了成岩相与沉积相、测井相、地震相的关系，探索了成岩相在点、线、面上的分布，预测了有利成岩相区展布，取得了良好效果。形成了一套有效的成岩相研究方法，并将成岩相研究成果应用到勘探实践，具有较好的推广价值。

主题词：成岩相　碳酸盐岩　油气勘探　方法　川东北　鲕滩

第一作者简介：杨威，男，1971 年生，博士（工程师），沉积储层专业

* 国家“十五”科技攻关项目成果，项目编号：2001BA606A04。

从新的地质资料看喜马拉雅-冈底斯带晚古生代-中生代构造演化

潘桂棠　王立全　朱弟成　耿全如
国土资源部成都地质矿产研究所，成都，610082
E-mail：cdpguitang@cgs.gov.cn

印度板块北缘喜马拉雅－冈底斯带晚古生代－中生代演化历史的研究程度低。在早期研究基础上，根据新的地质调查资料和研究成果，讨论了印度板块北缘晚古生代－中生代的构造演化历史。地层古生物调查表明，喜马拉雅－冈底斯带在古生代具有相似的台地及其边缘沉积盖层，古地磁资料也显示晚古生代冈底斯－喜马拉雅带是连在一起的，结合冈底斯带具有岛弧特征的石炭－二叠纪火山岩和喜马拉雅带二叠纪板内拉斑玄武岩以及班公湖－怒江缝合带南侧晚三叠世确哈拉群不整合于早期蛇绿岩之上等地质事实，很可能指示冈底斯带在古生代较稳定的被动大陆边缘的基础上，晚古生代晚期开始转化为与特提斯洋壳向南俯冲有关的活动大陆边缘。雅鲁藏布蛇绿混杂岩带分布范围局限的中－晚三叠世放射虫硅质岩很可能暗示此时期雅鲁藏布洋盆仅仅是小洋盆，冈底斯带普遍缺失早、中三叠世沉积和上三叠统或中上侏罗统与下伏地层的角度不整合关系以及晚三叠世岛弧岩浆活动很可能暗示冈底斯带持续受到了特提斯洋南向俯冲的影响，雅鲁藏布洋盆具有弧后盆地性质。冈底斯带南缘晚侏罗世－早白垩世桑日群岛弧火山岩与冈底斯北部基本同期的则弄火山岩浆弧、班戈火山岩浆弧和东恰增生弧及其间的弧间裂谷盆地，很可能指示该带受到了向北俯冲的雅鲁藏布洋壳和向南俯冲的特提斯洋壳双向俯冲的影响。喜马拉雅带上白垩统与下伏地层的不整合关系、日喀则弧前盆地（120－65 Ma）及古地磁研究显示早白垩世晚期（大约 120Ma）喜马拉雅地块和印度板块向北发生快速漂移等现象可能指示至少在早白垩世晚期喜马拉雅带及雅鲁藏布弧后洋盆发生了构造体制从伸展到挤压的转换。

关键词：构造演化；晚古生代－中生代；喜马拉雅－冈底斯带；印度板块北缘

板块汇聚带中的造山和重力垮塌作用及其力学成因：以印度-欧亚、华南-华北以及太平洋-东亚汇聚演化为例

王二七
中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029
中国科学院青藏高原研究所， 北京，100029

具正地形的喜马拉雅山构造带和负地形的雅鲁藏布江缝合带在喜马拉雅山东、西构造结交汇在一起，所以这两者原本应同属一个造山带，形成于印度与欧亚大陆在早第三纪的碰撞作用，在这里统称为喜马拉雅山-雅鲁藏布江造山带。在那时，喜马拉雅山位于该造山的南缘，海拔并不高。它的快速隆升发生在中新世早期，大大滞后于印度和欧亚大陆的碰撞时间，其中段在推覆的过程中沿藏南拆离系还发生了大规模的南北向伸展。由此可以断定，这个造山带的中段在中新世发生了大规模的重力垮塌，导致其宽度的增加，平均高度的减小。因此，喜马拉雅山在中新世的隆升是被动的。垮塌的成因是印度和欧亚大陆汇聚速率的减小，挤压应力由此得以释放。雅鲁藏布江形成于该造山带垮塌的同时或之后, 它的进一步的侵蚀使得雅鲁藏布江缝合带现今成为负地形。喜马拉雅山-雅鲁藏布江造山带的形成发生在中新世之前, 由此可以确定，在早第三纪印度和欧亚大陆的汇聚速率一定很大。喜马拉雅山-雅鲁藏布江造山带的重力垮塌与发生在渐新世至中新世日本海和我国的松辽盆地的弧后扩张可以对比，后者是太平洋和欧亚大陆汇聚速率的减小造成的。在早白垩纪，太平洋和欧亚大陆汇聚速率很大，所以，欧亚大陆东缘，包括日本海和我国的松辽盆地，在当时是造山带，经第三纪发生的重力垮塌形成今日之面貌。位于秦岭南侧，推覆在四川盆地之上的大巴山增生在秦岭南侧，在晚白垩-早第三纪的演化与中新世喜马拉雅山以及渐新世东亚边缘一样，受重力驱动，与秦岭在中生代晚期发生的垮塌有成因联系，垮塌是华南-华北汇聚速率的减小造成的。

西藏冈底斯带幔源岩浆底侵作用及其意义

董国臣[1, 2]　莫宣学[1, 2]　赵志丹[1, 2]　王亮亮[1]　陈涛[1]

1. 中国地质大学岩石圈构造、深部过程及探测技术教育部重点实验室，北京 100083;

2.中国地质大学地球科学与资源学院 北京 100083

在巨型冈底斯岩浆岩带南端产出有一个基性岩带，与雅鲁藏布江蛇绿岩带平行共生（图 1）。研究表明，冈底斯花岗岩带广泛存在着岩浆混合作用（江万等, 1997, 1999；Mo Xuanxue et al., 2005）。那么，在冈底斯深部是否存在着岩浆底侵作用，冈底斯岩浆岩带南部的基性岩是否为玄武质岩浆底侵作用的结果。底侵作用与岩浆混合作用一样，是壳－幔间物质与能量交换的重要形式，其研究有助于了解印度－欧亚大陆碰撞阶段青藏高原深部过程及其地球动力学意义，对于研究陆壳生长与改造、岩石圈成分、结构与热状态的演化都有重要的意义。

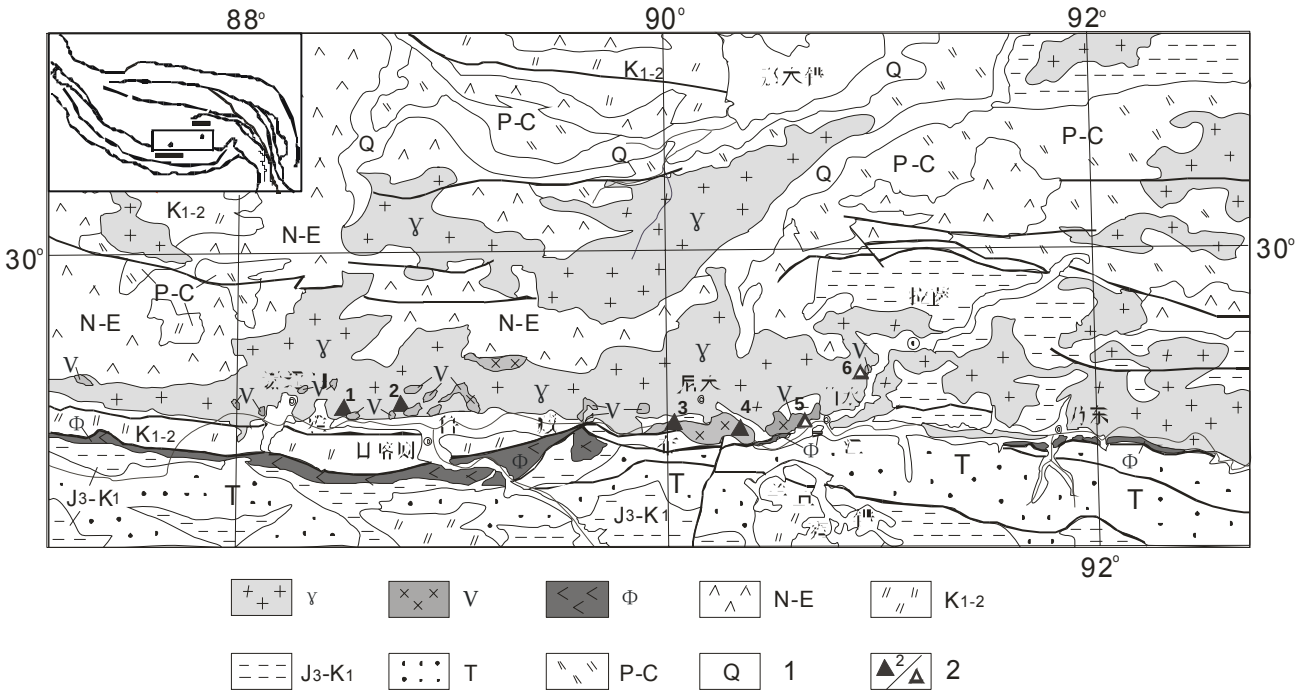


图 1 拉萨－日喀则一带火成岩分布图

γ－花岗岩, ν－辉长岩, φ－蛇纹岩, N-E－古新世-始新世地层, K_{l2}—早-中白垩纪地层, J-K_1－侏罗纪-早白垩纪地层, T－三叠纪地层, P-C－石炭纪-二叠纪地层；1－第四纪沉积物, 2－取样点及编号

基性岩带以辉长岩为主，与冈底斯花岗质岩石空间上呈渐变过渡接触关系，表现为接触带及其附近出现大量的暗色微粒包体。在曲水县城以南地段，出露辉长岩、辉长苏长岩及少量辉石岩，辉长岩体东西宽约 1km，与花岗质岩体呈渐变过渡接触（江万等,997, 1999；董国臣等, 2004；Mo Xuanxue et al., 2005），表现为暗色微粒包体含量的变化，野外追索发现，曲水杂岩体从南部的辉长岩集中出露地段向北岩性为辉长岩、辉长闪长岩、闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩及白岗岩，暗色微粒包体自南向北，其个体由大到小，数量减少，形态由岩株或似层状过渡到团块或透镜状。在拉萨—日喀则公路（4769 公里处），辉长岩类在花岗岩体中呈不同规模的团块状分布，周围可见颜色较深的闪长岩；在日喀则地区谢通门一带，黑云母辉长岩与花岗岩呈过渡接触，过渡带宽约 1km，其中含有椭圆形暗色微粒包体。

拉萨曲水县城－日喀则一带的辉长岩类研究证明，冈底斯岩浆岩带南缘的辉长岩类具有堆晶岩特征，其 SiO_2 含量 49-55%，镁值 49-66，其最大值接近玄武质原生岩浆。微量元素显示强烈亏损 Th、U、Ta，而富集 Cs、K、Sr 元素。Nb 异常值 0.08-0.80<1，指示地壳物质参与了岩浆过程，K 异常值为 1.49-7.29，显示出其成分受消减作用影响。稀土元素总量较低，为 101×10^{-6}－42×10^{-6}，平均 72.62×10^{-6}，稀土元素分配曲线呈右倾平缓样式，轻稀土元素强烈富集。$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值变化在 0.7036-0.7045 之间，平均 0.7042，$^{143}Nd/^{144}Nd$ 为 0.5128-0.5131，平均 0.5129，ε_{Nd} 变化在 2.34-6.87 直接，平均 5.07，其 $^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{208}Pb/^{204}Pb$ 的平均值分别为 17.91、15.50、38.12，可能与 PREMA 有关，并显示了 MORB 型地幔特征；拉萨－日喀则一带辉长岩 SHRIMP 锆石 U－Pb 测年结果显示辉长岩的主体形成年龄为 40.0-52.5Ma，与曲水杂岩体中辉长岩的测年结果完全一致。表明冈底斯南缘辉长岩主体形成年龄为 40-53 Ma。辉长岩 SHRIMP 锆石年龄还显示出 2 组年龄值：115-118Ma 和 503.3Ma，应为局部熔融物质的继承锆石形成年龄。也就是说，前始新世幔源物质在始新世局部熔融，其熔浆底侵、上升形成冈底斯辉长岩带。岩浆底侵作用是碰撞过程中壳幔物质与成分交换的主要形式之一，发生于印度－欧亚大陆碰撞期内，与俯冲－碰撞过程中有密切的成因关系，底侵作用过程中物质及能量的交换直接引发了冈底斯岩浆岩带地壳的局部熔融和壳幔岩浆混合作用，形成了规模巨大的冈底斯岩浆岩带。

据此本文得出结论：（1）冈底斯岩浆岩带南缘辉长岩类具有堆晶岩特征，接近玄武质原生岩浆结晶产物。微量元素及稀土元素特征显示出岩浆形成过程受到板块消减作用的影响，并有地壳物质参与了岩浆过程，其源区可能与 PREMA 型地幔有关；（2）整个南缘辉长岩类基本同时形成于 40-53Ma 的始新世时期，它代表了底侵作用的发生时代，并与冈底斯岩浆岩带中广泛发育的岩浆混合作用相一致，证实了底侵作用与岩浆混合作用之间的有机联系；（3）冈底斯岩浆岩带底侵作用起因于印度－欧亚大陆碰撞，大陆碰撞引发地幔楔的部分熔融作用，造成了玄武质岩浆的底侵集聚，并引起了岩浆混合作用，形成了花岗质岩石的多样化和巨大的岩浆岩带。

关键词：辉长岩带 底侵作用 幔源岩浆 冈底斯 西藏

藏南林子宗火山岩的年代學、地球化學和地體構造意義

The Linzizong Volcanic Successions, Southern Tibet: Ages, Geochemical Characteristics and Geodynamic Significance

李皓揚 [1], 鍾孫霖 [1], 季建清 [2], 羅清華 [1], 李通藝 [3], 錢青 [4], 溫大任 [1]

1. 台灣大學地質科學系, 台北
2. 北京大學地球與空間科學學院, 北京
3. 台灣師範大學地球科學系, 台北
4. 中國科學院地質與地球物理研究所, 北京

The Linzizong volcanic successions emplaced in the Lhasa terrane, southern Tibet are generally considered as products of northward subduction of the Neo-Tethyan oceanic slab beneath South Asia that resulted in an Andean-type convergent margin before the India-Asia collision. Here we report new $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating and geochemical results to constrain the tempo-spatial distribution and petrogenesis of the Linzizong volcanism. Our results show two major episodes of eruptions, namely, a Cretaceous episode that occurred widely over the Lhasa terrane from ~110 to 70 Ma and a Paleogene episode that occurred only in the southern part of the Lhasa terrane from ~60 to 45 Ma. We therefore re-define the younger episode of rocks to represent the Linzizong volcanic successions. Moreover, our results suggest a southward migration and intensification of the volcanism marked with a period of magmatic “flare-ups” in the southern Lhasa terrane at ~50-45 Ma. Whereas the Paleogene volcanics in general show calc-alkaline geochemical characteristics, rocks produced by the magmatic flare-ups in the ending phase of the volcanism are more heterogeneous, with compositions ranging from low-K tholeiitic to high-K calc-alkaline accompanied by a shoshonitic suite in the Linzhou area, ~50 km north of the Lhasa city. These lead us to propose a rollback and then breakoff of the subducting Neo-Tethyan slab during the early stage of the India-Asia collision. The slab breakoff, as exemplified in the Mediterranean-Carpathian orogenic system, may have brought up the hot asthenosphere and thus caused compositionally heterogeneous magmatism via partial melting of the ascended asthenospheric mantle and different levels in the continental lithosphere.

藏南岡底斯岩體的年代學、地球化學和地體構造意義

The Gangdese batholith, southern Tibet: Ages, geochemical characteristics and geodynamic implications

溫大任[1]、鍾孫霖[1]、宋彪[2]、季建清[3]、劉敦一[2]、錢青[4]、朱美妃[1]、羅清華[1]

[1]臺灣大學地質科學系，台北
[2]中國地質科學院地質研究所北京離子探針中心，北京
[3]北京大學地球與空間科學學院，北京
[4]中國科學院地質與地球物理研究所，北京

The Gangdese batholith has been widely regarded as part of an Andean-type arc resulting from northward subduction of the Neo-Tethyan slab under Asia. Here we present results of a systematic geochronologic and geochemical study of the eastern Gangdese batholith, between ~88˚E and 94˚E, southern Tibet. In this study, 20 samples were subjected to SHRIMP zircon U-Pb dating and about 80 samples to major- and trace-element and Sr-Nd isotope analyses. Our new U-Pb age data suggest two episodes of plutonism in the Late Cretaceous (ca. 103-80 Ma) and early Paleogene (ca. 65-46 Ma), respectively, with a magmatic quiescence period between ca. 80 and 65 Ma. Whereas the Cretaceous episode ceased by the emplacement of epidote-bearing granodiorites that show adakitic geochemical characteristics, the Paleogene episode was coeval with the voluminous Linzizong volcanism and together led to a stage of magmatic “flare-ups” in southern Tibet around 50-45 Ma. Our results, together with literature information and petrochemical constraints, furthermore suggest that the older episode ended up with a combined magmatic and tectonic thickening of the crust while the younger episode resulted in little crustal thickening despite significant melt additions from the juvenile mantle. We attribute the former to flattening of the Neo-Tethyan northward subduction and the latter to rollback of the subducting slab, which caused tectonic switching from a contractional to extensional regime marked with southward migration and intensification of the magmatism that would have enhanced thermal softening/weakening of the Lhasa lithosphere. Therefore, subsequent India-Asia collision gave rise to distributed lithospheric thickening underneath southern Tibet where the orogeny eventually evolved from accretionary to collisional with a transitional stage of extension in between.

青藏高原南部的中生代大地構造和地殼演化：鋯石鈾-鉛與鉿同位素制約

Zircon U-Pb and Hf Isotope Constraints on the Crustal Evolution and Mesozoic Tectonics of Southern Tibet

朱美妃[1] 鍾孫霖[1] 劉敦一[2] 宋彪[2] Suzanne Y. O'Reilly[3] Norman J. Pearson[3]
季建清[4] 溫大任[1] 錢青[5]

1 台灣大學地質科學系，台北10699
2 中國地質科學院地質所北京離子探針中心，北京100037
3 GEMOC, Macquarie University, NSW 2109, Australia
4 北京大學地球與空間學院，北京100037
5 中國科學院地質與地球物理研究所，北京100037

As part of our study of the Transhimalayan magmatism, this paper reports the first set of *in situ* U-Pb dating and Hf isotope analyses of zircon separates from three granites in the Lhasa Terrane by using the sensitive high resolution ion microprobe (SHRIMP) and laser ablation microprobe-multiple collector-inductively coupled plasma mass spectrometry (LAM-MC-ICPMS), respectively. 34 grains of igneous zircons from a granite within the Gangdese batholith show a weighted mean of $^{206}Pb/^{238}U$ ages of 188.1 ± 1.4 Ma and $\varepsilon_{Hf}(T)$ values between +10.4 and +16.8, suggesting an early Jurassic intrusive activity marked with dominant contribution by a juvenile mantle source. 23 out of 40 inherited zircons from two neighboring Cretaceous S-type granites in the Nyainqentanglha belt delineate a slightly older $^{206}Pb/^{238}U$ age cluster between 188 and 210 Ma. These zircons have $\varepsilon_{Hf}(T)$ values from –3.9 to –13.7, which yield Hf "crustal" model ages from ca. 1.4 to 2.1 Ga suggesting a major episode of crustal growth during Proterozoic time and remelting of this crust in the early Jurassic. Combining our geochemical data and literature geologic information, we interpret the newly identified "Jurassic Gangdese" magmatism as product of the early phase of the Neo-Tethyan northward subduction, which started soon after the breakup of the Lhasa Terrane from Gondwanaland and played a longer-lasting role than have been thought in the tectonic evolution of southern Tibet.

宁中白云母二长花岗岩的年龄及岩石地球化学特征

刘琦胜[1] 侯增谦[2] 简平[3] 叶培盛[1] 江万[1]

1. 中国地质科学院地质力学研究所，北京 100081
2. 中国地质科学院矿产资源研究所，北京 100037
3. 北京离子探针中心，北京，100037

西藏的白云母花岗岩或二云母花岗岩广泛分布于藏南和藏中地区，分别属于喜马拉雅构造岩浆区和冈底斯构造岩浆区，形成于早侏罗世－中新世，岩浆活动的峰期在中新世[1]。尽管对于白云母花岗岩的成因仍然存在着不同的认识[2-6]，但其在大地构造研究中具有特殊的意义一直被地质学家所认同。

宁中白云母二长花岗岩出露在拉萨地块中部的当雄盆地及其南侧的山地中，以岩瘤产出，沿近东西方向呈串珠状分布，岩体侵入石炭系诺错组和石炭系~二叠系来姑组变质岩，侵入接触关系明确。

测年样品的背散射图像清晰地反映出宁中白云母二长花岗岩的锆石具有壳、核双层结构，壳部为岩浆成因，核部为圆粒状的继承锆石（图 1），继承锆石中裂隙发育，但裂隙并未外延至锆石的壳部，反映白云母二长花岗岩结晶之前，母岩曾经受过动力破碎过程。

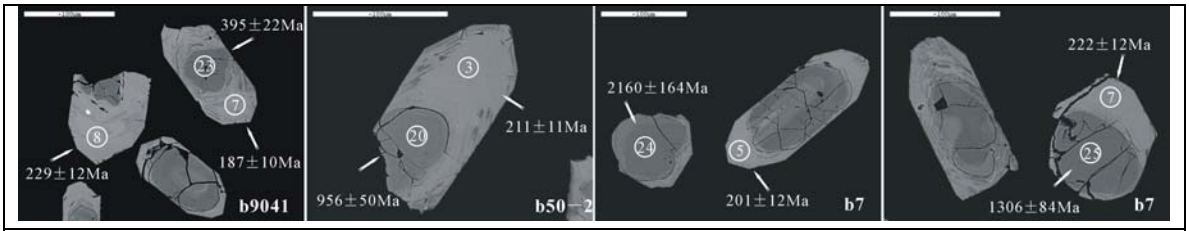


图 1 部分锆石样品的背散射图像特征以及分析点位置、编号、$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄值

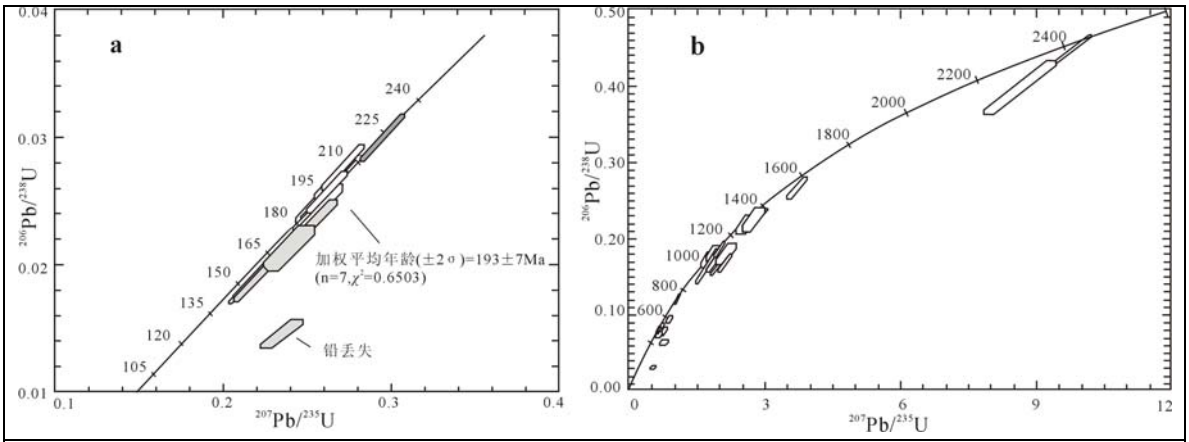


图 2 宁中白云母二长花岗岩部分样品的锆石 U-Pb 一致曲线图 (a)样品 b9041，(b)继承锆石

在北京离子探针中心的 SHRIMP-II 上分别对锆石的壳部和核部进行微区分析的结果， 3 个样品的锆石壳部的加权平均年龄分别为：190±8Ma(b9041)(图 2 a)、193±7Ma(b7)、191±10Ma(b50-2)，代表成岩年龄；继承锆石的年龄集中在 500Ma、1000Ma 和 1300Ma 附近（图 2 b），有 2 个测点分别得到 2356Ma 的岩浆锆石年龄和 2160Ma 的变质锆石年龄。

U、Th 含量分析结果反映锆石壳部的 U 含量极高，是核部 U 含量的 10-40 倍，壳部与核部的 Th 含量差距并不大，壳部虽具有岩浆成因锆石的基本特征，但 Th/U 比值很低，具有低 Th/U 值的岩

浆锆石曾有过报道[7]。异常高的铀含量的成因、赋存方式及其对于测试过程的影响尚待进一步研究。宁中白云母二长花岗岩岩石化学总的特点是硅含量高，总碱量高，铝、钾含量高，镁、钛含量低。$\omega(SiO_2)$=73.14%~78.12%，$\omega(Al_2O_3)$=12.44%~14.48%，$\omega(K_2O)$=3.42%~5.72%，$\omega(K_2O)>\omega(Na_2O)$，AL/CNK=1.22~1.42；刚玉标准分子含量为 3.18%~4.69%，是典型的强过铝花岗岩。稀土总量低($\Sigma REE=38.59\sim97.84\times10^{-6}$)，负铕异常中等－强烈($\delta Eu=0.22\sim0.62$)；$\omega_N(La)/\omega_N(Yb)$=5.89~17.73，$\omega_N(La)/\omega_N(Sm)$=2.40~3.13，$\omega(\Sigma LREE)/\omega(\Sigma HREE)$=4.60~7.18，轻、重稀土分馏程度较高，属轻稀土富集型；微量元素 Rb、U、Th、Ta、Nb 含量高，Ba、Sr 含量低；$^{87}Sr/^{86}Sr$ 非常高（1.150900~0.861037），$^{143}Nb/^{144}Nb$=0.511879~0.511993，εSr 为高的正值，εNd 为负值(-11.6 ~ -14.1)，岩石地球化学和同位素特征说明岩浆是地壳物质重熔的产物。野外调查在岩体中没有发现幔源物质的参与，锆石中普遍存在的继承锆石核是岩浆来自于上部地壳部分熔融的更直观的证据。根据有关实验研究结果[8-13]，进一步判断宁中白云母二长花岗岩的岩浆是上地壳泥质岩熔融形成的。

西藏的白云母花岗岩具有由北往南时代越来越新，规模越来越大的特征，喜马拉雅构造岩浆区的白云母花岗岩或二云母花岗岩属于喜马拉雅晚期岩浆活动的产物，年龄在 20Ma~10Ma 之间；冈底斯－念青唐古拉构造岩浆区的属于印支期后岩浆活动的产物，年龄在 140Ma~90Ma 之间，宁中白云母二长花岗岩形成于早侏罗世，是目前所知道的西藏高原最古老的白云母花岗岩，对其进行年代学、岩石学、岩石地球化学和同位素的综合研究有助于进一步揭示冈底斯构造带的构造－岩浆活动特征及其发展演化过程。

已有的大部分年龄数据表明冈底斯构造带岩浆活动的主要时期是在燕山晚期－喜马拉雅期，但是近年来的调查发现在冈底斯构造带也存在印支期的岩浆活动，如沿工布江达－隆格尔断裂带有近东西向分布的规模较大的印支期花岗岩；在南木林县扛波乌日和下波一带发现了印支期巨斑花岗闪长岩，并获得 217Ma 的锆石 U-Pb 年龄[14]；在墨脱县幅（2002）发现迫龙藏布以北 Rb-Sr 年龄为 195.3±7.0Ma、210Ma、227Ma 的具岛弧特征的Ⅰ型花岗岩[15]，此外在墨脱县幅（2002）、拉孜县幅（2002）、措勤区幅（2002）、那曲县幅（2003）的晚古生代－三叠纪的地层中确定和发现了多层位的火山岩[16]，说明冈底斯构造带具有多期次、多阶段造山活动的历史。宁中白云母二长花岗岩的成岩时代为早侏罗世，岩石地球化学特征表明它属于 S 型花岗岩，应属于冈底斯构造带印支造山旋回晚期碰撞阶段岩浆活动的产物。宁中白云母二长花岗岩的发现及其年代学、岩石地球化学和同位素的综合研究结果提示我们需要进一步认识和研究冈底斯构造带的历史和构造演化过程。

宁中白云母花岗岩锆石核部的继承锆石年龄大部分集中在963Ma~1568Ma之间，有2个测点得到2383±120Ma和2197±120Ma的古老年龄值，我们在当雄幅1:25万填图工作中曾获得当雄盆地东南部容尼多白榴斑岩的14个继承锆石测点的U-Pb年龄集中在2282Ma~2506Ma和1795Ma~1877Ma的结果，在纳木错西岸的拉斑玄武岩和花岗岩中获得继承锆石的U-Pb年龄在947Ma~1766Ma之间[17]，许荣华等[18]也曾在念青唐古拉中段的花岗质片麻岩和混合片麻岩中获得1000Ma~2000Ma的继承锆石年龄，虽然目前在拉萨地块中还没有发现中元古代－早元古代的结晶基底出露，但是以上年龄数据已经提供了它们曾经存在的重要信息，这些信息对于研究拉萨地块的形成演化是很有意义的。

参考文献

[1]廖仲礼，莫宣学，潘桂棠，朱弟成，王立全，江新胜，赵志丹. 2003. 西藏南部过铝花岗岩的分布及其意义. 沉积于特提斯地质, 23(3):12-20

[2]邓晋福，赵海玲，赖绍聪，刘厚祥，罗兆华. 1994. 白云母／二云母花岗岩形成与陆内俯冲作用. 地球科学－中国地质大学学报，19(2):139-147

[3]Toksöz, M.N. and A.T. Hsui, 1989. A review of the thermal-mechanical structures at convergent plate boundaries and their implications for crust/mantle recycling, in, Crust/Mantle Recycling at Convergence Zones, S.R. Hart and L. Gùlen (eds.), Kluwer Academic Publishers, 75-80

[4]Middlemost, E A K.. Magmas and magmatic rocks, Lugman, 1985:257.
[5]Pitcher, W S. 1982. Granite types and tectonic environment, In: Hsu, K J ed., mountain building processes, London: Acad. Press:19~40.
[6]Le Fort, P.. 1981. Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya, a model for its genesis and emplacement, J. Geophys. Rcs., 86(B11):10545~10568.
[7]吴元保，陈道公，夏群科，涂湘林，程昊.2002.大别山黄镇榴辉岩锆石的微区微量元素分析：榴辉岩相变质锆石的微量元素特征.科学通报，47(11):859-863
[8]Chappell B W，White A J R. 1992a. I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci. 83:1-26.
[9]Chappell B W，White A J R. 1992b. geol.Am. Spec. Paper272. 1-26.
[10]Patiňo Douce A E ,Johnston A D.,1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites Contrib. Mineral. Petrol. 107:202-218
[11]Skjerlie K P , Johnston A D.,1996. Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins. J. Petrol. 37:661-691
[12]Patiňo Douce A E ,Beard J S.,1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. J. Petrol. 36: 707-738
[13]Sylvester P J. 1998. Post-collision strongly peraluminous granites. Lithos.45:29-44
[14]李才，王天武，李惠民，曾庆高. 2003. 冈底斯地区发现印支期巨斑花岗闪长岩－古冈底斯造山的存在证据. 地质通报.22(5):364-366
[15]郑来林，廖光宇，董翰，等. 2004. 墨脱县幅地质调查新成果及主要进展. 地质通报23:5-6
[16]王立全，朱弟成，潘桂棠. 2004. 青藏高原1：25万区域地质调查主要成果和进展综述（南区）.地质通报. 23(5-6):413-420
[17]西藏当雄幅1:25区域地质调查报告，2003
[18]Xu R H,Scharer U, Allegre C J. Magmatism and metamorphism in the Lhasa block(Tibet):a geochronological study. J Geol,1985,93:41-57

The SHRIMP U-Pb zircon age and Petrochemical and geochemical analyses from NingZhong Muscovite monzonitic Granite.

Liu Qisheng[1] , Hou Zengqian[2] , Jian Pin[3], Ye Peisheng[1] , Jiang Wan[1].

1 Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081,China
2 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037,China
3 Beijing SHRIMP Center, Beijing 100037,China

The NingZhong granite in the central Lhasa block, comprises mainly mascovite monzonitic granite and two-mica monzonitic granite. A SHRIMP U-Pb dating on the zircons of representative samples shows that the crystallization age of the mascovite monzonitic granite is 190±8Ma、193±7Ma and 191±10Ma, It is the oldest mascovite granite ever known inside the Tibet plateau. Petrochemical and geochemical analyses: $\omega(SiO_2)$=73.14%~78.12%, $\omega(K_2O)$=3.42%~5.72%, $\omega(CaO)/\omega(Na_2O)$=0.12~0.28 and AL/CNK = 1.22~1.42, show that the NingZhong mascovite monzonitic granite is strongly peraluminous. There is an evident negative Eu anomaly (δEu=0.22~0.62) in its REE. In the trace element, Rb=410×10^{-6}~737×10^{-6} and Sr=9.2×10^{-6}~49.0×10^{-6},Ba=20.8×10^{-6}~127×10^{-6}. In the Sr and Nd isotopes, $^{87}Sr/^{86}Sr$= 1.150900~0.861037 and $^{143}Nb/^{144}Nb$=0.511879~0.511993. The above features show that the magma of the NingZhong mascovite monzonitic granite was derived mainly from the melting of the upper crust and the source rocks were mainly argillaceous rocks. It have a presumable relationship with the Indosinian stage collisional orogeny in the Gangdise.

Key words Muscovite monzonitic Granite, SHRIMP U-Pb zircon age, geochemical analyses, NingZhong, Tibet

西藏曲珍过铝花岗岩地球化学特征及地球动力学意义

廖忠礼[1]　莫宣学[2]　潘桂棠[1]　朱弟成[1]　王立全[1]　赵志丹[2]　江新胜[1]

1 成都地质矿产研究所，四川 成都，610082;　2 中国地质大学，北京，100083

西藏仁布县曲珍花岗岩体出露于雅鲁藏布江和羊卓雍错之间，地处拉轨冈日断隆带喜马拉雅板片北缘，属拉轨岗日构造－岩浆带，该带花岗岩体主要为二云二长花岗岩和电气石花岗岩。

1 野外地质及岩相学特征

曲珍花岗岩出露面积约 40km^2，呈岩株状侵入于前震旦系和古生界变质核杂岩构成的短轴背斜核部或穹隆构造，侵入体与围岩接触界面波状起伏，倾角较陡，一般随不同倾向而发生变化。外接触带较宽，发育低—中压相系低绿片岩相—高绿片岩相—低角闪岩相递增变质带，蚀变带较窄，一般宽 2—5m 不等，外带常出现角岩和岩化岩石。根据前人同位素地质年龄资料（32.18Ma）及 1：20 万浪卡子幅区调用 K–Ar 法测定的白云母年龄值为 14.65±1.33Ma，表明其主体侵入时代为渐新世。从时空分布和构造与岩体的关系分析，花岗岩体受喜马拉雅早期以来的构造控制。

2 地球化学特征

2．1　主量元素特征

曲珍花岗岩主量元素地球化学成分、标准矿物及特征参数可以看出：1）岩石中SiO_2、Al_2O_3和K_2O的质量分数均很高，贫TiO_2和Fe_2O_3；SiO_2为72.72%～73.34%，平均含量为72.69%，属酸性岩。2）这些花岗岩在化学成分上具有高钾质的特征，岩石类型为过铝质，属钙碱性系列。3）按Frost等（2001）提出的（广义）花岗岩化学成分分类，曲珍过铝质花岗岩类在铁质含量方面，均属于铁质。4）氧化指数均较低，表明形成于弱的氧化环境。5）标准矿物中皆出现钾长石、钠长石和石英，表明属SiO_2过饱和类型。

曲珍二云母花岗岩的 DI 值为 91.31-93.79，表明二云母花岗岩形成过程中分异程度很高。另外，CIPW 标准矿物计算结果表明，本区二云母花岗岩中的刚玉分子质量分数平均含量达 1.33，说明曲珍岩体铝饱和程度高；A／CNK 值均大于 1.1，因此它属于典型的过铝质花岗岩，按 Barbarin（1990）的分类属含白云母过铝质花岗岩（MPG）。

主量元素特征表明，曲珍花岗岩属过铝质高钾钙碱性系列 S 型花岗岩，为典型的过铝质花岗岩。

2．2　稀土元素特征

二云母花岗岩稀土元素质量分数表明：稀土元素总量（ΣREE）为 99.71×10^{-6}-132.85×10^{-6}，平均值是 118.01×10^{-6}，轻、重稀土元素比值较大（5.66-10.61），说明二云母花岗岩的稀土元素分异程度较好。其稀土元素配分曲线极相似并有以下特征：曲线向右倾斜呈“V”字型，轻稀土元素比重稀土元素更富集，铕负异常明显，$(La/Yb)_N$＝23.14-64.92，反映源区地壳成熟度较高。ΣCe／ΣY 值远大于 1，属轻稀土元素富集型，随岩浆演化ΣCe／ΣY 明显减小，表明岩浆晚期分异程度较差。ΔCe 平均值十分接近，皆小于 1，具负铈异常，显示岩石形成于弱的氧化环境。（Ce／Yb）*N* 及（La／Sm）*N* 的平均值均相对较低，（Nd／Yb）*N* 的平均值远大于 1。

3．3　微量元素特征

采用 Pearce 图解法，以球粒陨石作为标准（Taylor 等，1985）的微量元素蛛网图，显示 Rb、Ba

资助项目：国家重点基础研究发展规划项目（2002CB412600，G1998040800），国家油气专项“青藏高原油气资源战略调查及评价”项目（XQ-2004-06），中国地质调查局青藏高原南部空白区基础地质调查与研究（编号：1212010310102）。

作者简介：廖忠礼（1969－ ），男，博士，副研究员，从事岩石学及区域地质方面的研究。E-mail：cdlzhongli@cgs.gov.cn

和 Ta 强烈富集，Ce、Sm 等元素相对富集，而 Th、Nb、Hf、Ti 等元素相对亏损。与同碰撞花岗岩的微量元素比值蛛网图相似（Pearce,1984），表明二云母花岗岩属于同碰撞花岗岩类，指示其为大陆碰撞构造环境。

3 讨论

3．1 岩浆起源和源区性质讨论

曲珍过铝质花岗岩的岩石化学特征表明，曲珍过铝质花岗岩的源区的成分成熟度高，是泥岩质再循环表壳发生部分熔融的产物。

曲珍岩体的熔融源区残留矿物相中包括斜长石、石榴子石和角闪石，压力范围大致为0.9 Gpa～1.7Gpa，对应深度小于30km，深度较浅。

根据研究区过铝花岗岩体的Rb／Sr值，可判断西藏过铝花岗岩的源岩为上部陆壳。

前文的研究表明：1）岩石具 S 型花岗岩特点，表现为普遍含有较多的刚玉分子，Al_2O_3／（K_2O +Na_2O+ CaO）分子比值大于 1.05，部分样品中出现变质矿物石榴石；2）岩石所形成的深度较小，是沉积岩部分熔融形成的花岗质岩浆上升侵位形成的。这些为成岩物质主要来源于地壳沉积改造提供了依据。

综合上述，曲珍过铝质花岗岩是再循环的表壳岩在相对低温的浅部地壳发生部分熔融的产物。

3．2 成因探讨及大地构造环境分析

曲珍过铝花岗岩的地球化学特征表明，其 A／CNK 值大于 1．11，刚玉质量分数平均为 3.24，并且其微量元素球粒陨石标准化蛛网图相似，并指示其为大陆碰撞构造环境。因此，曲珍二云母花岗岩为一产生于同碰撞环境、地壳加厚阶段的过铝质花岗岩。

R1－R2 值显示二云母花岗岩的点全都投在了同碰撞花岗岩类区域上，表明曲珍二云母花岗岩是产生于同碰撞环境的花岗岩。

二云母花岗岩中 Rb、Y 和 Nb 的含量得到其在 Rb-(Y+Nb)和 Nb-Y 图解上的位置，二云母花岗岩的投点均落在同碰撞花岗岩区域内。

通过以上分析认为，曲珍晚白至世二云母花岗岩产生于同碰撞环境，其 K-Ar 全岩年龄为 14.65±1.33Ma，与同一地区的白云母花岗岩、黑云母花岗岩时代近于一致，为同期岩浆作用的结果，在地球化学上都显示出同碰撞花岗岩的特点。

由此可见，喜马拉雅被动陆缘过铝花岗岩定位机制与板片俯冲、碰撞后陆内调整有关。当喜马拉雅板片俯冲、碰撞并向北漂移时，在其后缘产生了一系列滑脱剥离断层，使地壳厚度变薄。地壳深部调整导致地幔热流上升，形成热伸展构造。在热伸展构造内，岩浆始终处于主动状态，以多次脉动或涌动的方式就位，显示出强力隆升的定位模式。

参考文献（略）

Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic characteristics of the Permian Selong basalts and associated dolerites, south Tibet, and their genetic relationship with the Panjal Traps

Zhu Dicheng[a, *], Pan Guitang[a], Mo Xuanxue[b], Zhao Zhidan[b], Liao Zhongli[a], Jiang Xinsheng[a], Wang Liquan[a], and Zhu Tongxing[a]

a. Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, 610082, Chengdu, China

b. China University of Geosciences, Beijing, 100083

*Corresponding author. Email: cdzdc@cgs.gov.cn

The Permian Panjal Traps has been increasingly accepted as a continental flood basalt province. However, there has been very little work on the geochemistry of the volcanic rocks related to the Panjal mantle plume relative to the Permian Emeishan and Siberian LIPs mainly due to physical geographical reasons. Here we report major, trace element, and Sr-Nd-Pb isotope data of the Permian Selong basalts (SBs) and associated dolerites (ADs) that have been identified in south Tibet by recent geological survey. The Permian SBs and ADs are compositionally homogeneous, and characterized by low TiO_2 contents (1.54 - 1.90%) and high MgO contents (9.58 - 11.60%) with high Mg numbers (61.24 - 66.75), together with high compatible elements concentrations (e.g., Cr = 359 - 498ppm, Ni = 231 - 290ppm). The Permian SBs and ADs exhibit incompatible elements and LREE enrichment with respect to HREE ($(La/Yb)_N$ = 3.7 - 4.36), notable Nb negative anomalies and restricted εNd(t) values (– 0.99 to 0.67), as well as relatively variable Pb isotopic compositions. The Permian SBs exhibit features of continental flood basalt resembled with the Emeishan LT basalts. These basalts are geochemically dissimilar to the Abor volcanic rocks in eastern Lesser Himalaya and the Permian basalts in Oman, but are quite similar to the Bhote Kosi basalts and the Panjal Traps. The Permian SBs are interpreted as a large degree (~15%) of partial melting of mantle source characterized by OIB-type geochemistry. With consideration of the geological features and the geochemical similarities, we suggest that the Permian SBs could represent the easternmost part of the Panjal Traps, and a mantle plume related to the Panjal Traps could account for the OIB-type geochemical features observed in these basalts. Our data of the Permian SBs suggest that there was not a genuine oceanic crust but a notably thinned tectonic setting at within-plate, where ultimately lead to the opening of the Neo-Tethys in company with its further development.

Keywords: geochemistry; Selong basalt; Permian; Panjal Traps; south Tibet.

Our ongoing work on southern Tibet benefited from financial supports by the China 973 Program (2002CB412609), the Integrated Study of Basic Geology in the Blank Area of Southern Tibet (200313000025).

青藏高原隆升与中国西部大陆构造的形成

葛肖虹[1、2]任收麦[3]刘俊来[2]刘永江[1]常丽华[1]
1.吉林大学 地球科学学院，E-mail:gxhbj2004@yahoo.com. cn
2. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院
3. 国土资源部油气资源战略研究中心

青藏高原隆升对于中国西部环境的变迁起了决定性影响，现今中国西部大陆构造格架，包括盆－岭地貌的形成，是晚喜马拉雅运动的产物，而青藏高原隆升和阿尔金断裂的左行走滑是中国西部大陆构造格架形成的两个主要制约因素。

1．阿尔金断裂带 作为青藏高原的西北边界，一支主断裂位于阿尔金山南侧（图 1），由多条北东东向左行斜列的断裂所组成，西起拉竹龙，东过金塔，延伸至西拉木伦河，全长约 3500km；另一支沿塔里木盆地东南缘民丰、且末一线即在盆地中隐伏的车尔臣断裂（NE65^{0}走向），向北东切过星星峡、东阿尔泰山和海拉尔盆地，沿德尔布干断裂延伸至鄂霍茨克海，全长约 4500 km(Yue Yongjun,1999)，左行走滑起始于新生代，累积错距不足 100 km。它们是中亚大陆上新生代规模最大的左行走滑断裂带，亦可称为广义的“阿尔金断裂带”。对前者阿尔金主断裂中段变质变形的显微构造研究，说明阿尔金主断裂带为低绿片岩相变质，两侧高变质岩块靠近断裂发生退变质作用，断裂以斜向左行走滑为特征；而年代学、运动学的研究成果说明断裂起始于早-中侏罗世之后到晚白垩世（97－89Ma）之间，是科瑞斯坦微板块在尼泊尔拼贴碰撞的产物，与喜马拉雅西构造结的初始形成时期（102－85Ma）同步。嗣后，新生代以来由于印度板块与欧亚大陆板块弧－陆、陆－陆碰撞的影响断裂自西向东延伸，经历了 46-35Ma、25-22 Ma、3-2.6 Ma、1-0.7 Ma 四次脉冲式的走滑错移（与青藏高原脉冲式隆升同步）既是高原西北的挤压隆升边界，又是伸展边界，至今仍在活动，累积错距达 350-400Km 左右，它肢解了原有的西域（塔里木）克拉通，同步错移了晚中生代－新生代以前的构造带、地块与原型盆地，如祁连山构造带向西延伸到塔里木盆地中部，阿尔金主断裂以北由中－上元古界组成的阿尔金山主体断块，就是中祁连隆起带被错移的部分,向西对应着塔里木盆地的塔中隆起。

2．青藏高原隆升 通过近年中外学者的研究高原经历过多次脉冲式隆升,但是何时初次隆升？一直存在争议。近年 J .C.Aitchison（2002）在雅鲁藏布江缝合带发现了中新世的刚仁波齐砾岩和渐新世－早中新世的放射虫硅质岩，这就把雅鲁藏布江缝合带新特提斯洋封闭的时间推后了近 2000 万年，说明印度板块与欧亚大陆板块真正的陆－陆碰撞，发生在中新世 30－25Ma，也是青藏高原初次隆升的时间，这点得到柴达木盆地中新世中期古昆仑山前出现前陆坳陷和 22Ma 古黄土出现（郭振堂，2001）的支持。晚白垩世－古近纪（102－30Ma）期间，我国广袤的西北地区大面积准平原、泛盆地化，处在一种伸展－夷平的“拉张环境”而不是“挤压环境”，柴达木、塔里木、准噶尔盆地当时都是“碟形坳陷”而不存在“前陆盆地”，古近紀均发育一套低能沉积层，青藏高原并没有隆起，印度洋的暖湿气流可以长驱直入直达西伯利亚以南的外蒙古，高原以北的同心、临夏、吐鲁番盆地和外蒙古高原渐新-中新统都发现大量熊猫、象、长颈鹿、犀牛等化石说明当时中国西北及外蒙古还处在热带雨林-亚热带草原环境。上述从反面也说明古近紀期间我国西南部的陆缘带陆－陆碰撞并没有出现，实际上处于微板块拼贴和洋－弧、弧－陆碰撞阶段，在其后缘的地貌特征类似于现今的亚洲东部。青藏高原最强烈的快速隆升，发生在早更新世晚期（0.9－0.8Ma），由印度板块沿锡瓦利克带向中亚大陆的（A 型）陆内俯冲引起，其影响波及到整个中亚和中国西北地区几百万平方公里的面积，引起了柴达木、河西走廊、塔里木、吐－哈、准噶尔等诸盆地内几万米厚度中－新生界的构造变形与昆仑山、祁连山、天山、阿尔泰山的挤出式双向推覆隆升，形成了中国西北的盆－

岭地貌，并引起全球气候的变化，这是一次 “挤压隆升”，而不是由于重力均衡或热隆垮塌引起的“伸展隆升”。



图 1　中国及邻区大地构造略图（葛肖虹，2005）

图例: 1-3 对接地壳消减带（缝合线）: 1 海西期； 2 印支期； 3 燕山期及喜马拉雅期； 4-8 叠接地壳消减带: 4 加里东期； 5 海西期； 6 印支期； 7 燕山期及喜马拉雅期； 8 现代俯冲带； 9-10 逆掩带: 9 燕山期； 10 喜马拉雅期； 11 走滑断裂带； 12-17 陆壳类型与洋盆: 12 北亚型； 13 北亚陆缘带； 14 扬子型； 15 华北型； 16 冈瓦纳型； 17 深海洋盆。

大地构造单元：

I 北亚构造域： 1.SB 西伯利亚板块。2.西伯利亚增生陆缘带:Ku 库兹涅茨克地块; Su 萨彦-乌布苏地块; Bh 巴彦洪格尔地块; Tt 托托山地块; Xa 兴安岭地块。3.KZ 哈萨克斯坦板块: Kc 科克契塔夫地块; UI 乌鲁套地块; Ba 巴尔哈什地块; Yn 伊宁地块; Jg-Tu 准格尔-吐鲁番地块。 4.HL 黑龙江板块: Sn 松嫩地块; Bu-Jm 布利亚-佳木斯地块; XI 锡林浩特地块; Xk 兴凯地块。

II 亚洲中带（华夏）构造域: 1 华北型：SK 中朝板块: Kr 朝鲜地块; Gg 京畿地块。2 扬子型：YZ 扬子板块: Sp 松藩地块; Sj 苏北胶南地块。3 扬子型：NI 南海-印支板块: Hx 华夏地块; Tw 台湾地块; Nh 南海地块 4 扬子型：XY 西域板块：Tn 北塔里木地块; Ts 南塔里木地块；Ax 阿拉善地块；Qd 柴达木地块；Nq 北羌塘地块。

III 南亚构造域: 1.QZ 青藏板块: Sq 南羌塘地块; Ls 拉萨地块。 2.ID 印度板块。

IV 环太平洋构造域: Xh 锡霍特-阿林带; Ji 日本内带; Jo 日本外带。

3．中国西部的大陆构造　中国西北地区南天山-星星峡-索伦海西期对接缝合带以北的准噶尔、吐鲁番、伊宁地块，于前文德-晚里菲期（700－650Ma）形成基底，归属于哈萨克斯坦板块。早古生代期间它们是被多岛小洋盆分隔的微陆块，属于环西伯利亚古板块的亲缘古陆块群，统称“北亚型陆块”，生物-古地理特征与黑龙江板块（松嫩、佳木斯地块）极为相似，均属哈萨克斯坦一中朝生物区；而上述缝合带以南的塔里木、柴达木、阿拉善地块，于晋宁期（850-800Ma）形成基底，具有震旦纪南沱期冰积岩和早寒武世含磷层，早古生代生物群、古地磁和沉积特征亲扬子板块而不同于中朝板块，因此早古生代期间它们属于一个统一的“扬子型”克拉通——西域板块，它在新元古代早期克拉通化后（Rodinia 大陆形成），震旦-寒武纪-中奥陶世发生裂解，出现了北祁连-满加尔-阿瓦提“红海型”裂陷槽，晚寒武-早奥陶世北祁连裂陷槽发展为洋盆，中奥陶世末以后闭合形成古祁连山－满加尔早古生代褶皱带，以至晚古生代又一次克拉通化。震旦纪-早古生代期间，西域板块和扬子-华南板块、印支、澳大利亚板块同样属于东冈瓦纳大陆的一部分，而后裂解、漂移，晚古生代-印支期构造就位，贺兰山以西应该有它和中朝板块的碰撞缝合带，玛沁－兰州－靖边地震测深剖面说明了贺兰山两侧岩石圈结构的不同。但是，至今由于研究程度低而尚未被确认。喜马拉雅期，西域板块被阿尔金断裂带肢解、错移成现今被分隔的盆地与隆升地块。因此，现今中国西部的大陆构造，呈现了阿尔金断裂两侧自北向南：阿拉善-河西走廊与北塔里木盆地（地块）、北祁连构造带与满加尔-阿瓦提坳陷、中祁连隆起带与塔里木盆地中部隆起带、南祁连-柴达木与南塔里木盆地（地块）、东昆仑与西昆仑构造带双双对应的新格局，这对重新评估中国西北地区油气与矿产资源的寻找方向具有重要意义。

南海岩石圈和软流层中的北西向速度结构及其构造意义

姚伯初

广州海洋地质调查局

我们利用地震面波计算了地震层析成像资料,结果表明,在南海岩石圈及其下伏软流层中,普遍存在北西向速度结构.

从南海深度为 10km 切面的 P 波速度结构平面分布图看出,在华南、印支半岛、加里曼丹、吕宋、巴拉望和台湾等陆区，以及南海广阔陆架及陆坡区，P 波速度大都在 5.5-6.1km/s 之间，说明 10km 深度仅达上地壳下部;而北部湾及红河地区、加里曼丹岛的东北角、台湾中北部,这里的速度小于或等于 6.0km/s，与这些地区的构造结构有关。如沙巴地区是一增生楔，到晚中新世时中生代南海洋壳沿南沙海槽的俯冲活动才停止，这里 10km 深度以上可能是变形的深海沉积，因此速度较低。台湾岛是年青的造山带，10km 深处的速度较低可能是造山带中深海复理石沉积的速度较低所至。在南海海盆，速度在 6.5-7.9km/s 之间。因为在南海这样年青的洋盆中，水深较浅，在 3500-4400m 之间，地壳厚 5-6km，因此，在有些地区，10km 深度已达莫霍面；有些地区则达洋壳层 3 的下部，故有上述速度之分布。

在深度为 20km 切面的 P 波速度结构平面分布图看出,在华南、印支半岛、加里曼丹、巴拉望和吕宋等陆地，及广大陆架与陆坡区，P 波速度在 6.2-6.7km/s 之间，说明在这些地区，此深度处于下地壳之中。但在红河流域、北部湾、海南岛西南部、西沙-中沙群岛地区，存在一北西向的低速带，速度在 5.7-6.0km/s 之间。向东南，这一低速带被南海西南海盆所切断，其构造意义在下面将要讨论。在南海新生带洋盆中，速度已达 7.6-8.0km/s，显然已处于上地幔软流层中。苏录海盆中也有类似情况。值得注意的是，在 112^0E-116^0E，6^0N-9^0N 地区，出现一 U 形地带，速度达 6.2-7.6km/s，似乎达到上地幔；在穿过此处的多道地震剖面上，显示这里存在厚度大于 15km 的新生代沉积。利用重力资料计算该处地壳厚约 22km，推测此处曾是一水深 4000-5000m 的小洋盆，后被沉积充填，洋壳基底由于沉积负载作用而下沉至今日观测的深度。

在深度为 30km 切面的 P 波速度结构平面分布图看出，在华南、印支昆嵩地块、台湾等处的速度在 6.8-7.0km/s 之间，处于下地壳的下部；而其它地区，速度在 7.8-8.1km/s 之间，显然已达岩石圈上地幔之中。从图中速度分布看，从红河流域低速带到北部湾后被一北东向、速度 7.9-8.0km/s 的速度带所阻断。在华南出现北东向速度带，而在印支半岛中部（14^0N）出现东西向速度带，往南逐渐转为北东向。在台湾岛，速度等值线呈北北东走向，和区域构造走向一致。

在深度为 40km 切面的 P 波速度结构平面分布图。由图看出，从红河流域、莺歌海、中沙-西沙地块，到巴拉巴克海峡、苏录海盆，存在一条宽度在 400-800km 的低速带，速度为 7.4-7.6km/s。研究区的其它地区，速度较高，在 7.8-8.1km/s 之间，很显然是在上地幔中。值得一提的是，在加里曼丹岛的东北部，出现 7.6km/s 的岩石圈层，分析可能由于这里是一年青造山带-沙巴造山带，增生楔沉积还未遭受强烈挤压，变形程度不强、因此起速度不高之故。

在深度为 50km 切面的 P 波速度结构平面分布图看出，速度等值线以北西向为主，夹有北东向和南北走向的等值线。从粤东向吕宋岛，存在一断续的 8.1km/s 速度带；往西从粤西经珠江口、南海中央海盆北部、礼乐滩、巴拉望岛到苏录海，存在一北西向高速带，速度在 8.2-8.6km/s 之间；再往西从红河流域经北部湾、莺歌海、中沙-西沙地块、南海西南海盆、南沙群岛、巴拉望岛、到苏录海，存在一北西向低速带，速度为 8.0-8.1km/s。在印支半岛中部存在一北东向低速带，速度在 7.8-8.0km/s 之间；在婆罗洲中部（113^0-116^0E）出现一南北向低速带，速度小于 8.0km/s。在南海地区，50km 深度还是在岩石圈内，

速度等值线走向应反映区域构造走向。从整个平面看，北西向速度等值线切割北东或南北向等值线，说明北西向构造活动时间较晚。

在深度为 60km 切面的 P 波速度结构平面分布图看出，这里速度结构呈北西向分布：但 50km 深度切面一样，印支半岛中部存在一北东向速度带和婆罗洲存在一南北向速度带。从粤西陆地、经珠江口、南海中央海盆北部、南沙礼乐滩、巴拉望岛至苏录海，存在一高速带，速度为 8.2-8.5km/s。此带西部，从红河流域、经北部湾、莺歌海、西沙-中沙地块、南海西南海盆、南沙群岛、巴拉巴克海峡至苏拉威西海，存在一低速带，速度为 7.9-8.1km/s。在巽它陆架上，存在一南北向高速带，速度为 8.2-8.5km/s。由全图看出，60km 深度切面速度结构在整体上呈北西向分布；从广东莲化山、广东东部陆架、至巴拉巴克海峡到东加里曼丹岛的南北向低速带被粤西陆地、南海海盆至东北巴拉望岛北西向高速带所切断。说明南北向构造的形成时代在先，北西向构造形成时代较晚。

在深度为 70km 切面的 P 波速度结构平面分布图看出，速度结构从总体上呈北西向分布，西部红河地区、印支半岛至加里曼丹岛，有一宽度达 400km 的低速带，其中包含两个南北向低速带：印支半岛东部和加里曼丹岛，速度在 8.0-8.1km/s 之间。中部有一高速带，从粤西陆地、南海海盆、苏录海至苏拉威西海，速度在 8.2-8.6km/s 之间。再往东，出现三个北西向的速度带：广东东部陆架、东沙群岛海域、至吕宋岛低速带（速度在 8.0-8.2km/s 之间）、粤东陆地、陆架、至巴士海峡高速带（速度 8.2-8.3km/s）、福建、台湾海峡、至台湾低速带（速度为 8.0-8.2km/s），这些带的宽度在 100km-200km 之间。

在深度为 100km 切面的 P 波速度结构平面分布图看出，整个图面的速度较均匀，在 7.8-8.2km/s 之间，在切面西部和中部的速度稍低，速度为 7.6-7.9km/s 之间，已处于软流层中；而东北部粤东至南海中央海盆东北部的速度稍在高 8.05-8.2km/s 之间。从整个平面看，北西向构造走向仍然存在，其它方向不太清楚。从整个切面速度分布看，该地区已进入软流层，速度偏低，但北西向构造痕迹仍可分辨出来，说明北西向构造已影响岩石圈之下的软流层。

在 200km,300km 和 400km 深度切面上,P 波速度均呈北西向分布。我们分析，岩石圈中的北西向速度带反映发生于新生代早期东亚张性构造运动地遗迹。当时这里发生北西－南东向拉张，在岩石圈中形成北西向走滑拉张断裂，如哀牢山－川红河－岸莺歌海断裂，上地幔熔融岩浆沿断裂侵入到岩石圈中，形成岩石圈中沿断裂分布的岩浆带，在今天表现为低速带。而软流层中的北西向速度带，则是印度板块与欧亚板块碰撞后，在东亚上地幔软流层中产生南东向地幔流，由于流场中物质或物质状态的差异，产生了速度的差异，形成今日观测的北西向速度带。

从板片断离到岩石圈拆沉—东昆仑碰撞造山过程的岩石学记录

罗照华[1, 2]，莫宣学[2]，邓晋福[2]，谌宏伟[1, 3]，詹华明[1, 2]
1、中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室，北京 100083
2、中国地质大学地球科学与资源学院，北京，100083
3、中国地质大学水环境与资源学院，北京，100083

近二十年来，有关造山带地质事件与深部过程联系的研究取得了重要进展，学者们不断加深对造山过程中每一个地质事件的理解，从而再造整个造山过程。因此，建立在板块构造理论基础上的大地构造解释已经从岩石圈动力学转向地幔动力学来探索板块运动的驱动力（许志琴等，2003），或者转向岩石圈-软流圈系统的耦合与拆耦过程。基于与数值模拟结果的对比，邓晋福等(2002)认为，变质作用 *pTt* 轨迹可作为造山- 深部过程的岩石学记录，岩浆- 构造- 热事件序列 *pTt* 轨迹可看作造山- 深部过程的地质学记录。因此，依据火成岩构造属性的识别是再造造山过程的有效方法（罗照华等，1999）。本文以东昆仑碰撞造山带为例，试图通过火成岩的成因分析再造从俯冲板片断离到岩石圈拆沉作用的深部过程。

一、造山后巨量花岗岩问题

东昆仑造山带晚古生代-早中生代造山旋回以大规模发育晚三叠世花岗质深成岩及其相应的火山岩为特征，岩浆活动时间远远滞后于昆中弧后盆地的关闭。碰撞后巨量花岗质岩石的产生近年来引起了地质学家的广泛关注（杨坤光等，1997，以及那里的参考文献），但对于花岗岩岩浆产生的原因则持有各种不同的观点。这主要是在传统的岩浆成因模型中很少定量考虑地壳中岩浆起源所需要的热能以及热能来源与变化，也不大关注岩浆起源在地质事件序列中的位置。从地球内部的热能考虑，现代地质学一般更为关注深部来源的热能（P. J. Tackley, 2000，及其参考文献）。由于造山带陆壳增厚实际上也是陆壳不断冷却的过程（地球表面热边界层向太空散发热量的结果），陆壳中花岗质岩浆产生所需要的热量必然来自于深部。同时，传导型热传递的方式效率十分有限，不可能将深部热量透过岩石圈地幔大量传递到地壳中。因此，产生壳源花岗质岩浆之前必须有突发性构造事件导致下列事件之一发生：岩石圈地幔突然“丢失”，热的软流圈物质直接与地壳岩石接触（拆沉作用）；高温幔源岩浆侵入地壳，导致地壳大规模变热（底侵作用）。

由此可见，造山后巨量花岗质岩石的产生与突发性深部地质事件紧密相关。理论上说，无论是拆沉作用或底侵作用都可以满足花岗质岩浆起源所需要的热能注入，如果我们将岩浆起源放置于地质事件序列之中，则有可能判别到底是哪一种作用占据主导地位。拆沉作用的前提条件是区域已经具备岩石圈重力不稳定性，而底侵作用的条件则是必须满足幔源岩浆产生的基本热力学参数。

二、东昆仑地区三叠纪末-侏罗纪初的脉岩组合

在上述花岗质岩石中，普遍可以见到各种不同岩性的岩脉，其岩石类型包括煌斑岩、辉绿岩、闪长质岩脉及花岗质岩脉和小岩体。从岩浆起源的角度看问题，这些呈斑状结构和细粒结构的岩石不大可能是结晶分异的产物，很可能都是源生岩浆固结的产物。特别是岩脉中普遍发育冷凝边，暗示脉岩发生时期围岩花岗岩或其它变质地层已经被冷却，因而它们的形成具有一定时间间隔。但是，由于这些岩浆需要有不同的源区岩石组成，要求有一种机制可以同时使地幔和地壳不同层位发生部分熔融形成岩浆。对于稳态导热模型来说，这几乎是不可能的事情，我们设计了一个拆沉作用模型有可能是可行的方案。

拆沉作用导致下地壳和岩石圈地幔下沉，相应软流圈上涌至壳—幔边界，使下地壳、岩石圈地幔和软流圈三者发生物质交换，引起岩浆作用、山脉隆升、伸展、垮塌，形成坳陷盆地，并最终使

大陆地壳向长英质方向演化，产生与其它行星不同的、独一无二的中性安山质或英云闪长质成分（高山等，1997）。如果岩石圈地幔被完全拆沉，拆沉作用可以导致热的软流圈物质直接与较冷的地壳岩石接触，因而导致地壳深熔作用和岩浆侵入或喷出。假如下地壳是由镁铁质岩石组成，拆沉作用很可能形成一个岩相递变的剖面（如从下往上依次出现榴辉岩层、榴辉岩-麻粒岩混合层和基性麻粒岩层），因而在与热软流圈接触时表现出不同的熔融习性。这样一个剖面有可能解释埃达克质岩石-花岗质岩石组合的产生。同时，软流圈的上升有可能促使地幔岩石的减压熔融，可以解释辉绿岩（无水条件下）和煌斑岩（含水条件下）的成因。因此，导致这种脉岩组合产生的深部原因及有可能是岩石圈拆沉作用，或者说脉岩产生之前东昆仑造山带已经具有巨厚的陆壳。

三、岩浆混合成因花岗岩与幔源岩浆底侵作用

与此同时，岩浆混合成因花岗岩的研究揭示了幔源岩浆与壳源岩浆同时产生的事实（罗照华等，2002；刘成东等，2004），暗示了底侵作用对花岗质岩浆起源的约束。但是，底侵幔源岩浆本身的起源也有可能是岩石圈拆沉作用的结果。然而，大规模花岗质岩浆活动时造山带具有巨厚的陆壳（郭正府等，1998），没有显示岩石圈拆沉作用的证据。同时期的区域构造应力场分析也没有也没有伸展构造的证据，主要还是处于挤压构造环境中。由此，我们倾向于将幔源岩浆的起源与俯冲板片的断离联系在一起。

在昆中缝合带发生弧陆碰撞的背景条件下，俯冲板片很有可能受到应力扰动而断离，因而其下伏软流圈可以得到较大幅度的隆升从而有利于减压熔融。在这种情况下，幔源岩浆应当是富含挥发分、特别是富水的，石灰沟基性-超基性杂岩体的特征（罗照华等，2002）可作为这种推论的证据。

四、东昆仑晚古生代-早新生代造山模型

由此，我们可以大致建立一个造山作用模型来解释东昆仑造山带晚古生代-早新生代的造山过程。

早石炭纪时期，随着阿尼玛卿洋向东昆仑的俯冲，沿着昆中缝合带再次裂开形成弧后盆地，这个弧后盆地在持续的挤压过程中逐渐趋于关闭。大约在 240Ma 时，昆中弧后盆地最终被关闭并导致弧陆碰撞。碰撞引起的区域应力场扰动诱发了俯冲板片的断离，从而促使软流圈地幔物质发生减压熔融并底侵到造山带莫霍面附近，热物流（advection）导致了花岗质岩浆的产生和岩浆混合作用过程。由于地壳和岩石圈地幔的总体变热，在挤压构造体制下岩石圈的强烈变形缩短和陆壳增厚是可以期待的，增加了岩石圈的重力不稳定性，从而有利于岩石圈拆沉作用的发生。陆壳增厚以后，深部供热的效率降低，有利于镁铁质岩石榴辉岩化，并最终在三迭纪末触发了岩石圈拆沉作用、脉岩的侵位和柴达木盆地的形成。

参考文献

许志琴，赵志兴，杨经绥等，板块下的构造及地幔动力学，地质通报，2003，22(3): 149-159

杨坤光，杨巍然，碰撞后的造山过程及造山带巨量花岗岩的成因，地质科技情报，1997，16(4)：16-22

Tackley P. J.， Mantle convection and plate tectonics: toward an integrated physical and chemical theory, Science, 2000, 288：2002-2007

高山，金振民，1997，拆沉作用(delamination)及其壳—幔演化动力学意义，地质科技情报，16(1): 1-9

罗照华等，1999，青海省东昆仑地区晚古生代-早中生代火山活动与区域构造演化，现代地质，13(1): 51-56

罗照华，柯珊，曹永清等，2002，东昆仑印支晚期幔源岩浆活动，地质通报，21(6):292-297

刘成东，莫宣学，罗照华等，2004，壳－幔岩浆混合作用：来自锆石的 SHRIMP 年代学证据，中国科学（D）（已接收）

樊祺诚，隋建立，刘若新等，2001，汉诺坝榴辉岩相石榴辉石岩——岩浆底侵作用新证据，岩石学报，17(1):1-6

青藏高原北缘阿尔金断裂的活动历史和运动特征

李海兵[①,②]　杨经绥[①]　许志琴[①]　吴才来[①]　史仁灯[①]
戚学祥[①]　张建新[①]　孟繁聪[①]　P. Tapponnier[②]

①中国地质科学院地质研究所，北京 100037
②Institut de Physique du Globe, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France

阿尔金断裂是青藏高原北部的自然边界，它是亚洲大陆内部一条巨型左行走滑断裂。阿尔金断裂形成时代、演化历史和它的运动特征是研究青藏高原形成演化，尤其是北部隆升及扩展作用、重塑中国西部大陆构造格架中不可回避的关键问题。狭窄的韧性剪切带沿着阿尔金断裂分布、断裂带中及邻区的火山作用以及与断裂有关的山脉隆升作用是认识阿尔金断裂活动历史和运动特征的基础。古、新阿尔金断裂的活动时代和运动特征组成了完整的阿尔金断裂的活动历史和运动特征。从变形构造、火山作用、盆地构造以及沉积学和同位素年代学的综合研究后认为阿尔金断裂形成于三叠纪，后又经历了侏罗纪、白垩纪以及新生代的强烈的左旋走滑活动，其强烈活动期为：（1）240—220Ma；（2）180—140Ma；（3）115—100Ma；（4）90—80Ma；（5）60—45Ma；（6）渐新世至中新世；（7）上新世至更新世。

从白垩纪以来五个相对强烈的活动阶段，阿尔金断裂均伴随有火山活动，可能暗示着断裂带当时就是一条巨型的岩石圈断裂，并控制着祁连山的形成，造就了早期（白垩纪）青藏高原北部边界的雏形，在渐新世至中新世阶段以及上新世至更新世阶段它的强烈走滑活动控制和制约高原北部的隆升和扩展。

阿尔金断裂西北侧（盘）的阿尔金山南缘近 EW 走向的榴辉岩超高压变质带以及北缘近 EW 走向的榴辉岩-蓝片岩高压变质带与阿尔金断裂东南侧（盘）的柴北缘 NW-SE 、NWW-SEE 走向的榴辉岩超高压变质带以及祁连山 NW-SE 走向的榴辉岩-蓝片岩高压变质带相对应，阿尔金断裂两侧标志体的走向及高压-超高压变质带之间的厚度均存在较大差异，　　这是韧性或韧脆性走滑过程中产生的变形所造成的结果，其阿尔金榴辉岩带向西延伸可能被且末-黑尖山断裂及罗布庄-星星峡断裂所切割延至 NWW-SEE 走向的西昆仑内（或其北部塔里木南缘之中）；西昆仑库地北蛇绿岩带与阿尔金南缘蛇绿岩带以及柴北缘蛇绿岩带在年龄、岩石组合及地球化学特征方面均具有相似之处，暗示在早古生代时期西昆仑和阿尔金南缘、柴北缘很可能处于相同的构造背景之中，后被阿尔金断裂所切割。因此，认为阿尔金断裂最大累计左旋走滑位移量包括早期韧性变形位移量以及后期脆性变形位移量，累计大约为 900—1000 公里，东段应大于约 500 公里，西段西北侧的康西瓦断裂与东南侧的东昆仑断裂相对应为 350—400 公里。阿尔金断裂东、西两段位移量的减小是由于东西两端部分位移量分别被祁连山和西昆仑山吸收所造成。

西昆仑赛图拉岩体的特征和成因

詹华明[1]， 罗照华[2,3]， 柯珊 2 ，宋小军[1]

1 天津华北地勘局地质研究所,天津，300181;

2 中国地质大学，北京，100083;

3 地质过程与矿产资源国家重点实验室，北京，100083）

在岩浆混合成因花岗岩的研究工作中，幔源镁铁质岩浆与壳源长英质岩浆混合的机制受到广泛关注。理论模拟表明，岩浆混合作用进行的程度强烈受制于熔浆的温度，低温岩浆之间很难进行有效的混合。但是，学者们大多注重含有大量暗色微粒包体的花岗岩体，罕见有低温岩浆混合作用的研究成果发表，西昆仑赛图拉岩体可能是一个很好的实例。

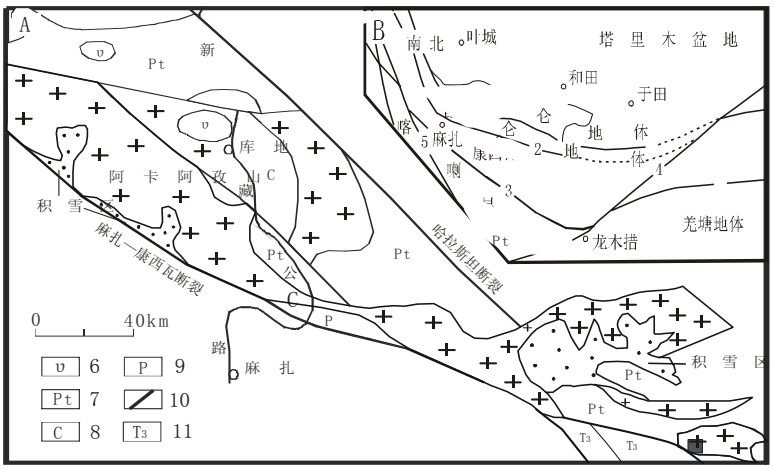


图 1 赛图拉岩体地质略图（Ⅰ－工作区）

1—库地—苏巴什断裂，2—麻扎—康西瓦断裂，3—红山湖—乔尔天山断裂，4—阿尔金断裂，5—喀喇昆仑右旋断裂，6—辉长岩，7—元古宙片麻岩、片岩，8—石炭系的碳酸碎屑岩，9—二叠系火山岩，10—断裂，11—三叠系碎屑岩

赛图拉岩体出露于新藏公路 331km 处及其以东地区，侵入于元古界库浪那古群浅变质的砂岩和砂板岩中。中心地理坐标为东经 77º59.154´，北纬 36º24.608´(图 1)。该岩体具有非常特殊的结构特征，前人一般将其处理为构造混杂岩或前寒武纪混合岩。野外地质观察表明，该岩体出露的岩性主要为黑云母花岗岩和辉长岩，形成“双峰式”分布。组成岩石的块状构造明显不同于围岩的片状、片麻状构造，是深成岩体的有力证明。野外观察发现，辉长岩与花岗岩互为侵入接触关系，既可以观察到辉长岩侵入花岗岩的情况，也常见花岗岩侵入辉长岩中，表明其形成时间相近。但是，二者接触边界非常截然，很少观察到镁铁质岩浆与长英质岩浆之间发生成分交换或热交换的现象。我们只在一处观察到辉长岩与花岗岩之间出现厚约 5cm、颜色略暗的过渡带，是两种岩浆发生局部物质成分交换的证据。镜下观察和主元素分析表明，过渡带的成分相当于英云闪长岩，介于两侧的辉长岩和花岗岩之间。与此相应，岩石的主元素分析也呈现“双峰式”分布，缺乏中间成分。

岩石成分分析揭示，辉长岩是幔源岩浆的产物，花岗岩起源于陆壳岩石的部分熔融，其低 Zr 特征暗示为低温花岗岩。根据岩浆混合作用的动力学性质，由于两种岩浆温度低、粘度大，不利于混合作用的进行。因此，我们认为本岩体是在花岗质岩石处于近固相线条件下两种岩浆相遇的，据此可将其作为区域温度最低的岩浆混合作用产物。

特提斯喜马拉雅中东段哲古错与斑岩砷金矿有关的岩石组合

边千韬[1]　　丁林[2]

1. 中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029

2. 中国科学院青藏高原研究所，北京 100085）

2004 年，作者在特提斯喜马拉雅中东段哲古错发现了斑岩砷金矿，其位于南北向初始裂谷系南段、与东西向构造的交会部位。与其有关的岩石组合为超镁铁质岩－镁铁质岩－中性岩－中酸性岩。镁铁质岩是此组合的主体岩石，包括暗色辉长岩、辉长岩、浅色辉长岩、细粒石英辉长岩和斜长岩。超镁铁质岩少量，为二辉橄榄岩和橄榄二辉岩。中性－中酸性岩是强烈蚀变的细粒石英闪长岩-花岗闪长岩，少量，为含矿岩体。

二辉橄榄岩堆晶结构，主要由单斜辉石（约 35％）、斜方辉石（约 25％）、橄榄石（约 35％）组成。常见辉石包裹橄榄石构成的包橄结构和嵌晶结构，橄榄石多被熔蚀成浑圆形。有少量绿泥石、金云母、不透明矿物、角闪石、斜长石，它们多为填隙矿物。橄榄二辉岩与二辉橄榄岩类似，只是橄榄石含量较少（约 15％）。暗色二辉辉长岩堆晶结构，主要由单斜辉石（约 30％）、斜方辉石（约 15％）、斜长石（约 40％）、钛铁矿（约 8％）、磷灰石（约 2％）、黑云母（约 1％）、橄榄石（约 1％）组成，它是过渡性岩石。浅色石英辉长岩辉长辉绿结构。板条状斜长石（60％－70％）多构成格架；单斜辉石（约 10％）和斜方辉石（约 5％）粒状，部分辉石充填于斜长石构成的格架内，类似辉绿结构；石英（2％－8％）它形，充填于矿物间隙中；副矿物主要有钛铁矿（5％－8％）粒状、薄板状或针状，磷灰石（约 2％）。斜长岩主要由板条状斜长石（约 90％）组成，斜长石多构成格架，其它矿物、包括充填于长石格架中的矿物因蚀变和风化而无法辨认。细粒石英辉长岩主要矿物有斜长石（35％－50％）、单斜辉石（25％－35％）、斜方辉石（10％－15％）；次要矿物有它形石英（3％－5％），充填于矿物间隙中，角闪石（2％－3％）全部蚀变；副矿物有磷灰石（约 2％）、钛铁矿（约 2％）及少量金属硫化物。强蚀变细粒石英闪长岩-花岗闪长岩是含矿岩石，二者为相变关系，矿物成分相似，主要矿物有斜长石、正长石、角闪石、石英，副矿物有磷灰石、钛铁矿、黄玉、榍石及锆石，矿石矿物有毒砂和含砷黄铁矿。不同的是二者的矿物相对含量有明显区别，细粒石英闪长岩的斜长石和角闪石含量较高，而后者碱性长石和石英含量较高。二者均发育强烈绢云母化和碳酸盐化。

二辉橄榄岩的 FeO*含量高（12.39%），明显高于世界蛇绿岩中的堆晶橄榄岩的平均值（10.66%），MgO 含量低（26.18%），MgO/FeO*=2.11，属铁质超镁铁岩，$Mg^{\#}$为 0.79;ΣREE 为 58.87μg/g，是球粒陨石（3.3μg/g）的 17.84 倍，LREE 富集，La/Yb=7.20，与三江地区分异的小侵入体型橄榄岩的相似。此外，在 Ti、Al 和碱金属的含量上亦相似。

细粒石英辉长岩富 Ti 贫 Al，碱质含量中等，Na_2O＞K_2O，在微量元素判别图上落入亚碱性玄武岩区（图），在 AFM 图上落入钙碱性区（图），属钙碱性岩。ΣREE 为 157.58μg/g，是球粒陨石（3.3μg/g）的 47.75 倍，明显低于峨眉山玄武岩的 ΣREE（278～315μg/g）。LREE 富集，La/Yb=7.94，REE 分布曲线与二辉橄榄岩的基本平行，只是位置明显高于后者，二者均无明显 Eu 异常，说明二者是同岩浆分异结晶产物；同时也说明在岩浆分异过程中重要的分离相不是斜长石，而是橄榄石和单斜辉石，因为橄榄石所含 REE 甚微，它从熔体中移出会明显影响 ΣREE，但不会明显影响 REE 配分曲线的形式。Zr 含量为 257.65μg/g，远大于 N-MORB 和岛弧拉斑玄武岩 Zr 丰度；Hf 含量为 6.72μg/g，高于 MORB 的 Hf 平均含量（2.4μg/g）；Nb 含量为 14.96μg/g，相当于板内玄武岩的（Nb＞12μg/g）；Ta

含量为 1.04μg/g，类似于 T-MORB、E-MORB 和板内玄武岩（Ta＞0.7μg/g），而明显不同于 N-MORB 和岛弧玄武岩（Ta≤0.7μg/g）。N-MORB 标准化微量元素分布曲线显示大离子亲石元素（LILE）富集，高场强元素（HFSE）分异，类似大陆板内玄武岩特征。在 Ti-Zr-Y 相关和 Nb-Zr-Y 相关图投点落入板内玄武岩区。Ta/Hf=0.15，Th/Hf=0.92，在汪云亮等（2001）编制的 Th/Hf-Ta/Hf 判别图上落入初始裂谷玄武岩区。

强蚀变细粒石英闪长岩-花岗闪长岩的 SiO_2 为 57.84%～66.58%（换算为 100%的干成分。下同），Al_2O_3 为 17.34%～18.82%，MgO 含量高（3.39%～6.12%），$Mg^{\#}$为 0.48～0.59。在 R_1-R_2 图上落入地幔花岗岩区。ΣREE 为 126.55～132.33μg/g，LREE 强烈富集，La/Yb 为 17.13～17.79，轻微负 Eu 异常（Eu/Eu^{*}＝0.92～0.99）。低 Yb（1.49～1.62μg/g），低 Y(14.35～15.19μg/g), Sr 含量为 209.28～685.14μg/g， Sr/Y 为 14.58～47.28。这些地球化学特征与埃达克质岩类似。在 Sr/Y－Y 和$(La/Yb)_N$－Yb_N 图解上，投影点落在 adakite 区及其边缘。Martin(1998)认为 Ni 和 Cr 的高含量是 adakites 的一个特征（平均 Ni 为 24μg/g，Cr36μg/g）；本区细粒石英闪长岩-花岗闪长岩高 Ni（70.10～74.20μg/g），高 Cr（74.84～85.2μg/g），符合此特征。N-MORB 标准化微量元素分布曲线显示大离子亲石元素（LILE）更富集，高场强元素（HFSE）分异更强烈，显示大陆板内玄武岩特征。在 Ti-Zr-Y 相关和 Nb-Zr-Y 相关图投点落入板内玄武岩区及附近。Ta/Hf 比值为 0.40～0.46,Th/Hf 比值为 2.10～2.37, 在 Th/Hf-Ta/Hf 判别图上也落入初始裂谷玄武岩区。

二辉橄榄岩的 REE 和微量元素分布曲线与细粒石英辉长岩的基本平行，它们与强蚀变细粒石英闪长岩-花岗闪长岩也较类似；它们在许多图上的投点彼此靠近，其 Sm-Nd 和 Pb 的同位素组成相似，指示它们是同源岩浆分异产物。此岩石组合中以镁铁质-超镁铁质岩为主，指示此岩石组合的共同岩浆是来自地幔的玄武岩浆。

测得强蚀变细粒石英闪长岩-花岗闪长岩的 K-Ar 年龄为 40.5 Ma，为此岩石组合的上限年龄。暗示印度板块与欧亚板块碰撞后约 15 Ma，做为印度板块北缘的特提斯喜马拉雅在 SN 向挤压 EW 向拉张作用下产生初始裂谷，并导致上地幔部分熔融产生玄武岩浆。此岩浆分异侵位形成此岩石组合。

结论：（1）特提斯喜马拉雅中东段哲古错斑岩砷金矿主岩是蚀变细粒石英闪长岩-花岗闪长岩，类似于埃达克质岩，是岩浆分异演化晚期产物；（2）与哲古错斑岩砷金矿有关的岩石组合为分异的小侵入体型超镁铁质-镁铁质-中性-中酸性岩，其形成的构造环境是初始裂谷，成因为幔源玄武岩分异产物。

本文为国家 973 计划项目（2002CB412602）资助项目的成果。

大陆盆山地壳物质循环体系中的构造系统和岩石系统—以青藏高原为例

李德威

中国地质大学青藏高原研究中心, 武汉 430074

青藏高原及邻区是探索大陆板内造山成盆机制的最佳基地，笔者基于该区的研究和前人的资料，于1992年提出大陆动力学层流构造假说，认为大陆基本构造样式是盆山体系，大陆板内造山成盆事件是叠加板块碰撞和洋陆转换之上的次级尺度的构造过程，受大陆下地壳层流作用控制。在盆地中央莫霍面受热点或地幔热柱影响显著上凸，地壳底部因底侵作用而发生壳幔反应和部分熔融，引起下地壳物质软化和流动。盆地幔隆区热流物质处于势能-重力失稳状态，低粘度物质沿着下地壳软层流向相邻造山带幔拗区，双向或多向热软化物质层流汇聚导致造山带地壳增厚，特别是造山带核部下地壳巨量增厚，热垫作用向上顶托中上地壳,诱发垂向主应力，导致热隆伸展,形成低角度伸展构造系统(如变质核杂岩和拆离断层)和高角度伸展构造系统(如裂谷盆地、裂陷盆地、堑垒构造组合等)。在挤压背景下盆山过渡带形成叠瓦状倾向腹陆式逆冲断层，盆山转换带形成共轭走滑断层。下地壳层流作用制约大陆盆山系统浅层物质运动。在盆山地壳物质循环体系中，从与热点或幔枝有关的盆地中央莫霍面上隆的部分熔融和强流变区开始，经造山带下地壳物聚增厚和韧性流动、上地壳热隆伸展和隆升剥蚀再到盆地接受沉积，出现深源岩浆岩、高温麻粒岩、（超）高压榴辉岩、高压麻粒岩、埃达克质岩浆岩、角闪岩相岩石、壳源岩浆岩、绿片岩相岩石、细粒沉积岩（常伴有火山岩）、粗粒沉积岩的有序组合，伴随进变质作用、退变质作用、无变质作用和埋藏变质作用。板内新生下地壳层流与其上、下圈层的作用形成顺层韧性剪切带，发育橄榄石糜棱岩、麻粒岩糜棱岩、长英质糜棱岩等。这种盆山一体化演化过程包含伸展与挤压构造体制的转变。

青藏高原现今复杂的构造格局不是由某一个动力学过程一次完成的，而是经历了超大陆-超大洋的裂解与聚合、青藏特提斯构造域自北而南由原特提斯消减与古特提斯扩张、古特提斯消减与中特提斯扩张、中特提斯消减与新特提斯扩张、新特提斯消减与现代特提斯（印度洋）扩张的有序演化、青藏高原板内造山与成盆同步演化的历史地球系统动力学过程。板内造山阶段分为不均匀的、以水平运动为主导的构造隆升期和整体的、以垂直运动为主导的均衡隆升期。由下地壳层流控制的板内盆山耦合作用具有从北向南的迁移演化规律，从青藏高原北部至青藏高原中、东部再到青藏高原南部。青藏高原自燕山期到喜马拉雅晚期的不均匀板内造山成盆过程不仅表现在地区差异上，而且在同一地区也有复杂的演化过程，例如，青藏高原东部板内盆山耦合在燕山期、喜马拉雅早期和喜马拉雅晚期可能经过了区域上伸展环境以盆地为主动的盆山耦合、挤压环境盆山耦合和被动环境盆山耦合的转换。盆山耦合的峰期以区域性挤压环境下造山带大规模热隆伸展为主要标志，是板内金属成矿大爆发期，相应地出现自北向南迁移的演化规律，青藏高原北部主要是燕山期，青藏高原中东部主要为 40-30Ma，青藏高原南部主要是 20-12Ma。

青藏高原板内造山与周边的盆地形成过程同步。青藏高原地壳厚度大多在55—80km，尽管具有双倍于正常地壳的厚度，但是不存在双地壳结构。由下地壳流动带动的青藏高原与周边盆地的耦合作用从塔里木盆地开始，向南迁移恒河盆地，盆地的主动作用引起盆山分异，导致青藏高原地壳巨量增厚，造成岩浆活动和变质作用，形成地壳增厚有关的埃达克岩。在冈底斯、可可西里和昆仑山出现与地壳增厚有关的埃达克岩，其形成时代属板内造山环境，是下地壳流动与上地幔耦合和陆壳改造洋壳的结果。下地壳热垫作用引起中上地壳伸展裂陷，青藏高原内部晚新生代普遍出现不同类型的伸展构造，上地壳物质剥蚀消减和构造减薄，并没有出现挤压作用导致上地壳增厚的现象。青

藏高原内部晚新生代呈现与中上地壳伸展构造密切相关的隆坳相间构造地貌，如青藏高原南部从南向北为高喜马拉雅隆起带、定日-岗巴坳陷带、拉轨岗日隆起带、雅鲁藏布江坳陷带和冈底斯隆起带，构成一级构造地貌带。隆坳边界一般都是晚新生代形成的正断层系统，除高喜马拉雅隆起带与定日-岗巴坳陷带之间主要是以低角度拆离断层为边界外，其余以高角度正断层组合为主。隆起带具热隆伸展特征，出露中下地壳变质岩和晚新生代壳源花岗岩。喜马拉雅造山带核部广泛出露淡色花岗岩，是下地壳韧性层流与中上地壳脆性层耦合作用和伸展降压作用的产物。青藏高原内部呈面状广泛分布着与伸展构造有关高钾岩石系列，是下地壳热垫作用的结果。坳陷带为晚新生代多种成因（以湖积、洪积、冲积为主）的陆相沉积。在主体为东西向的一级构造地貌带之上叠加了近南北向的二级构造地貌带，从东向西主要有羊八井-亚东、定结-申扎、定日-尼玛、聂拉木-隆格尔等地堑，以边界为高角度正断层、内部发育第四系沉积并出现十分年轻的火山岩浆岩（如白榴石响岩）为特征。

青藏高原复合造山带整体快速均衡隆升发生在3.4Ma以后，在差异构造隆升的基础上发生的青藏运动引起地壳快速均衡隆升，造成地貌、生态、环境和气候的巨变。青藏高原地壳巨量增厚的造山带快速隆升伴生强烈的剥蚀作用，强烈剥蚀和揭顶作用造成下地壳麻粒岩和榴辉岩的出露,数公里厚的盖层和部分基底物质被剥蚀后主要是近距离搬运到其相邻的沉积盆地中，造成造山带揭顶和中上地壳减薄甚至局部缺失，这些巨量剥蚀物通过机械搬运充填到相邻的沉积盆地，导致盆地地壳下薄上厚、边缘坳陷的异常结构，并在盆地边缘拗陷带形成巨厚的磨拉石建造。青藏高原周边盆地上新世和更新世著名的砾岩有龙门山砾岩、贡巴砾岩、西城砾岩、玉门砾岩、积石山砾岩、锡瓦利克砾岩等，相应地盆地沉积作用加速，是青藏高原快速隆升的响应。

西藏阿里地区札达沉积盆地活动构造

邵兆刚[1,2]　孟宪刚[2]　朱大岗[2]　杨朝斌[3]韩建恩[2]　余　佳[2]　孟庆伟[2]
1.中国地质科学院矿产资源研究所，北京 100037
2.中国地质科学院地质力学研究所，北京 100081
3.西藏国土资源厅，西藏拉萨 850000

对札达上新世—早更新世沉积盆地的研究，起始于 20 世纪 80 年代，并已取得了一些基本认识，但前人对盆地内活动构造研究却很少，一般仅限于控盆的边界断裂构造。由于盆地内部的河湖相沉积大多呈水平产状分布，研究者一直误认为该盆地地壳处于较稳定的状态。野外初步调查表明，札达盆地不仅边界断裂存在较强烈的活动性，同时在盆地内部也发现了较多的活动断层存在。

1．札达盆地地质概况

札达盆地位于青藏高原西南隅，是发育于喜马拉雅山脉的南喜马拉雅山与其北支阿依拉日居山之间的晚新生代地堑式断陷盆地，空间上呈 NW—SE 向展布，南北宽约 37～55km，最宽处（札达）约 70km，东西长约 260km，平均海拔 4000～4500m。盆地基底主要为中生代砂—板岩，北部出露少量花岗岩、超基性岩等，河湖相碎屑沉积地层（N_2—Q_1）不整合于中生代及以前的地层之上。通过实测剖面，笔者将该套河湖相地层重新划分为新近系上新统托林组（N_2^1t）、古格组（N_2^2g）和第四系下更新统香孜组（$Qp^{1-1}x$）。托林组以河流相为主，岩性主要由砾岩、含砾砂岩、中粗砾砂岩及少量砂质泥岩组成，岩石中斜层理和交错层理发育，产三趾马、小古长颈鹿、犀类及植物等化石。古格组以粉细砂岩、泥质砂岩和泥岩为主，总体为湖相沉积，在上下两组之间存在沉积间断，为平行不整合—微角度不整合。香孜组地层岩性以砾岩、含砾砂岩和砂质泥岩为主，下部属冰水砂砾层，砾石磨圆、分选差，岩石中斜层理和交错层理发育，在上部泥砂层中冻融褶皱十分发育，属冰缘相，在香孜组顶部发育薄层纹泥，为冰湖相。.河湖相地层因近东西向的象泉河及支流的切割，塔林地貌发育十分特征。古格组与香孜组之间为角度不整合接触。

2．札达盆地边界断裂的活动特征

这里的边界断裂构造是指札达河湖相沉积盆地与南北两侧基岩山地相接的边界断裂，断裂的性质表现为正断层（图 1、图 2）。

札达盆地北部边界，阿伊拉日居南麓断裂表现出强烈的活动特征，沿断裂形成一系列明显的断层三角面，在断层三角面之下，又可见较晚期活动形成的阶梯状断崖。断层线总体走向为 315°左右，倾向南西，倾角约为 30°～40°，断层最大落差在地表约 400～500m。据盆地沉积厚度推算，总断距在千米左右。

盆地南缘边界断裂构造表现比北侧断裂构造稍弱，但在局部地段表现十分明显和强烈。沿盆地边缘往往发育数条近平行断裂，断裂构造也表现为正断层性质。总断距也接近千米。

在札达县西南 37km 的波林村北西附近边界断裂活动特征明显。断裂走向约 NW 305°，倾向 NE，倾角 20°～30°，断裂延伸长度大于 20km，向西延伸进入札达河湖相沉积盆地的边缘地带。

3．札达盆地活动断层的特征

（1）丁丁卡沟口活动断层特征

丁丁卡活动断层(A)位于丁丁卡沟口，在沟口处显示清晰，在活动断层两侧相同层位的河湖相地层被活动断层明显错断（图 3），断层走向近 EW，倾向 S，倾角约 50°～60°，断层表现为正断层，落差 8m 左右。断层面因第四系砂砾石层覆盖未直接见到。但断层未错断三级阶地堆积物，说明活动断层形成时期较早，推断为中更新世之前形成的。活动断层下降盘河湖相地层的水平产状因受正断层的牵引作用，明显向断层面一侧倾斜，但倾角不大，约 3°～5°。断层延伸长约 14km。

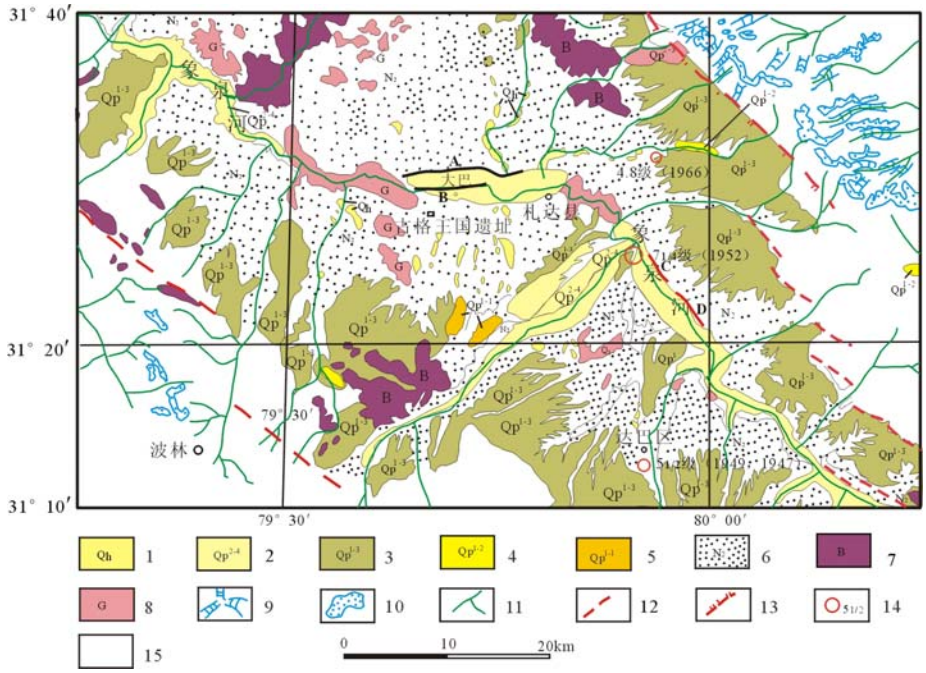


图 1　札达盆地活动断裂与第四纪地质图

1-崩塌堆积；2-冲洪积；3-冰水堆积平台和冰碛丘陵；4-冰川泥砾堆积；5-香孜组土岭；6-札达组土岭； 7-冰蚀丘陵；8-古剥蚀丘陵（N_1）；9-U 型谷；10-现代冰雪；11-河流；12-活动断层；13-边界断层；14-震中及震级；15-基岩高山及极高山

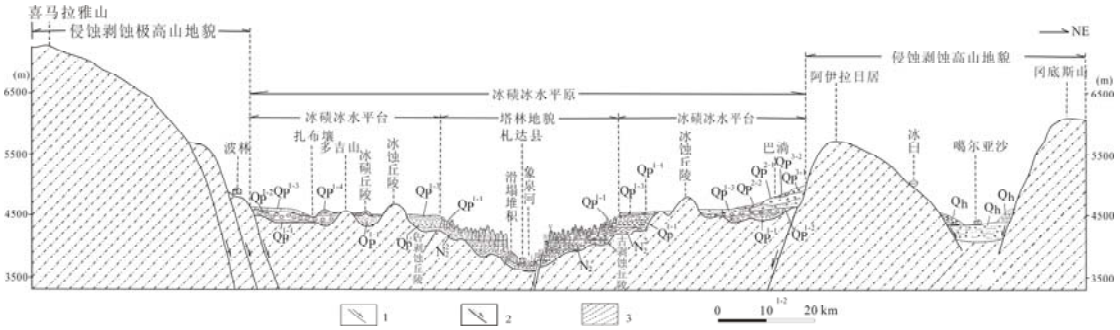


图 2 西藏札达第四纪地质地貌活动构造综合剖面示意图

Qh-冲洪积及冲洪积扇；Qp^{3-2}-晚更新世冰水堆积；Qp^{3-1}-晚更新世冰碛；Qp^{2-2}-中更新世冰水堆积；Qp^{2-1}-中更新世冰碛；Qp^{1-4}-早更新世晚期冲积（具冻融褶皱）；Qp^{1-3}-早更新世晚期冰水砂砾堆积；Qp^{1-2}-早更新世冰川泥砾堆积；Qp^{1-1}-早更新世早期香孜组冰水冰湖相沉积；N_2^2-上新世上部札达组湖相沉积；N_2^1-上新世下部托林组河湖相层沉积； Ⅰ-Ⅴ-阶地及编号；1-边界断裂；2-活动断层；3-基岩

活动断层的影像主要表现为线性影像特征，色调和花纹均显示与其他线性影像不同，表现为延伸均有一定的长度，色调一般较浅，以浅灰白色为主。花纹单一、一致，沿断层线可见少量断层三角面分布。

（2）多几东沟口活动断层特征

多几东活动断层（B）位于札达县西约 8km 多几东沟口（图 4）。断层分布于二级阶地中，断层错断二级阶地堆积物，在二级阶地的砂砾层中发育 20~30cm 稳定的粉砂质粘土层，呈紫红色，成分复杂，根据堆积物中的标志层，显示断层发生明显错断。断层为正断层，走向近 EW，倾向 N，断距为 5m 左右。

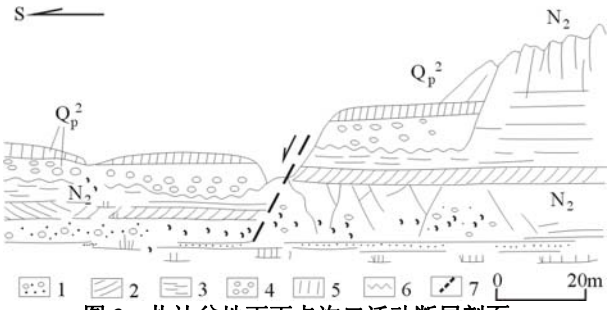


图 3　札达盆地丁丁卡沟口活动断层剖面

1-灰色含砾砂砾岩；2-黄色具交错层理砂土层；3-灰绿色粗砂岩；4-河流相砾石层；5-黄色含砂泥土层；6-平行不整合；7-断层

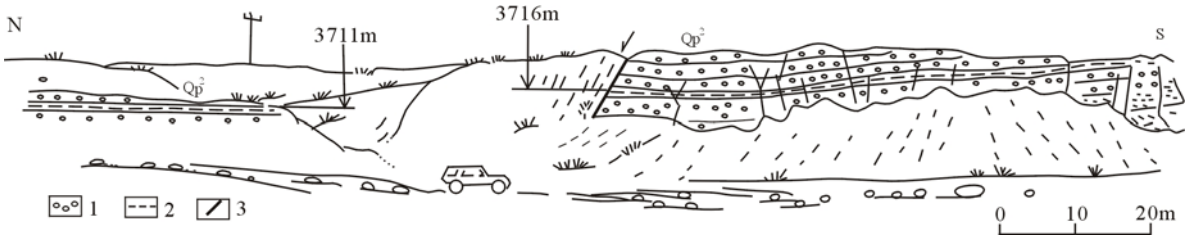


图 4　札达盆地多几东沟口活动断层剖面

1-黄褐色砂砾层；2-紫红色粉砂质粘土层；3-断层

（3）C 和 D 活动断层的影像特征

C 断层：线性影像在第四纪砂砾层中通过，东段显示槽状凹陷特征明显，走向 NW，西段为陡坎，不显槽状凹陷特征，引起线性影像特征的原因尚有待进一步查明。

D 断层：线性影像通过河湖相与第四纪地层接触处，走向 NW，略呈向南西凸出的弧形。影像显示一系列河湖相地层形成的三角面沿线性影像连续分布。引起线性影像形成的原因可能与早期河流侧蚀作用形成侵蚀阶地有关，详细情况有待进一步研究确定。

2. 2. 4　活动断层与崩塌堆积

在丁丁卡沟口活动断层以北，沿 SN 向的 2 条沟谷中的一侧或两侧有大量重力崩塌堆积发育。崩塌类型大多为滑移式崩塌，即在陡坡上，不稳定的岩土体沿向坡下倾斜的结构面或软面，因降雨、地震等触发，在重力作用下先滑后塌。崩塌体大小为数百米至 1～2km。崩塌壁高度在 100～200m 之间。崩塌体断续延伸可达 10km。在多几东沟口活动断层以南，也见大量崩塌堆积分布。分布宽度（EW 向）十至数百米，长度（SN 向）可达数公里。与活动断裂构造不同，崩塌堆积大都沿沟谷断续分布，崩塌面为向内凹的圆弧形，崩塌体虽保存较完整，但岩石产状变化明显。由于不同崩塌体互相叠置，剖面上有逆冲推覆构造的形态特点，若仅从局部观察容易发生混淆。

沿沟谷分布的崩塌体受水流侵蚀作用控制，但活动构造也是产生崩塌的一种重要的诱发因素。丁丁卡和多几东沟口处的活动断层与沟内大量崩塌的产生有着密切的关系。由于盆地内岩石多呈固结至半固结状态，且沟谷两侧边坡地形陡立，容易发生崩塌作用。在发生地震等现今构造活动时，将可能导致这些地区出现大范围的崩塌等地质灾害。

野外调查发现了较大规模的活动断层及大量崩塌堆积，为札达地区区域地壳稳定性的评价和高原区域应力场的分析提供了宝贵的实际资料和数据。大量崩塌堆积的发现和空间分布特征，为该区防治地质灾害提供了可靠的科学依据。

西藏阿里札达盆地上新世—早更新世河湖相地层中两个不整合面发现及其意义

朱大岗[①] 孟宪刚[①] 邵兆刚[①] 杨朝斌[②] 韩建恩[①] 余 佳[①] 孟庆伟[①] 吕荣平[①]
①中国地质科学院地质力学研究所，北京 100081
②西藏自治区国土资源厅，拉萨，850000
③中国地质科学院地质研究所，北京 100037

札达盆地地处西藏西部的阿里地区、象泉河流域（在北纬 31°40′，东经 79°45′一带），介于喜马拉雅山及其北面支脉阿伊拉日居之间，为一晚新生代断陷盆地。盆地呈 NW—SE 向展布，长轴 260km 左右，南北宽 37～55km，最宽处（札达）约 60～70km，海拔在 4000～4500m 之间，属高原地带，盆地的基底为侏罗纪灰岩、砂岩和浅变质岩，其上不整合堆积了厚达数百米的新近纪上新世—第四纪早更新世河湖相沉积地层，河湖相地层的分布面积约 5600km^2。发源于冈底斯山的象泉河，由东向西穿过该盆地并切穿喜马拉雅山脉流入印度。在象泉河两岸发育有十级以上的阶地，阶地基座为该套河湖相地层。因此，在象泉河两岸可见土山林立，蜿蜒曲折达数十公里，形成独特的“土塔林”地貌景观。

1. 札达盆地河湖相地层的重新厘定与初步划分

近几年来，我们在札达盆地及其周缘进行的野外地质调查和实测河湖相沉积地层工作中，通过大量的路线观察、剖面测量和样品采集等艰苦细致的野外工作，确定了 2 个组的顶、底及该套河湖相地层的厚度，并采集到了大量的动、植物化石。结合前人的资料，初步将这套水平产出、原顶底及接触关系不明的新近纪上新世—第四纪早更新世河湖相地层，从新到老重新划分为：下更新统香孜组（$Qp^{1\text{-}1}x$）、上新统古格组（N_2^2g）和上新统托林组（N_2^1t）（表 1）。古格组为本项目组新建的地方地层单位名称，与前人所建的托林组或札达组基本相当，但前人认为它们与上覆的香孜组呈过渡关系。在野外工作中古格组与香孜组之间的关系现已被查明，二者呈角度不整合接触，因这一接触关系首次在古格附近被找到，故命名为古格组。

2. 札达盆地河湖相地层中两个不整合面的发现

在野外调查中取得的重大成果之一，是在上新统托林组和古格组、古格组和早更新统香孜组之间，两个不整合面的发现。

在札达县城西南的古格多几东沟口东，可见香孜组与古格组呈角度不整合接触，古格组为灰黄—灰色细砂岩夹粉砂岩、粉砂夹粘土层和含砾粗砂层，产状为：北倾∠5°～10°；香孜组底部（其岩性与香孜地区所见的香孜组底砾岩相同）为灰色—综色厚层状砾石层，地层产状近于水平，与下伏的札达组接触界面凸凹不平，两侧尚发育有正断层，形成小型地垒构造（图 1）。

在札达县西南 4km 处公路南侧象泉河边的大型冲沟中，可见托林组与古格组呈平行不整合接触，古格组底部为深灰色巨厚层砾岩，局部夹灰黄色薄层含砾粗砂岩、中粗粒岩屑砂岩，其中砂砾粒径多＞1cm，砂岩中岩屑含量大于＞40%，泥砂质胶结，成熟度低，磨圆度差，表现出岩屑源地近的特点，与下伏托林组呈平行不整合接触，其接触面极不平整，显示出砂砾岩强烈向下侵蚀（图 2）。接触面之下的托林组为灰白—灰黄色厚层含砾砂岩，砾石含量 10%左右，呈半固结状，胶结松散。

表 1　西藏阿里札达盆地地层划分沿革

划分 时代	作者	张青松 1981	钱方 1983	郭铁鹰 1991	噶大克幅 1986	日土幅 1986	赵政章等 2002		本文
下更新统 Qp^1			香孜组 Q_1x	香孜组		札达群 N_2Q_1z	札达群	香孜组	香孜组 $Qp^{1-1}x$
新近系	上新统 N_2	札达组 N_2z	托林组 N_2t	托林组	札达组 N_2z			托林组	古格组 N_2^2g
	中新统 N_1								托林组 N_2^1t

3. 札达盆地河湖相沉积中的两次构造运动

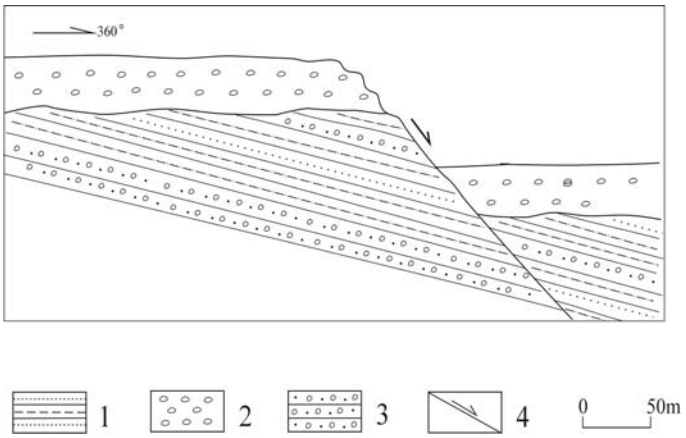


图 1　香孜组与古格组角度不整合接触关系

1-细砂夹粉砂层；2-香孜组砾石层；3-含砾粗砂层；4-正断层

鉴于前人资料中对札达盆地的新近纪上新世—第四纪早更新世河湖相地层划分中均采用二分法，且没有不整合关系的描述，此次野外工作中我们根据实际地质资料对该套地层进行了重新细划，并找到了两个明显的不整合界面。因此，我们有理由确定这两个界面是两次构造运动形成的，故将这两次构造运动以其产地分别命名为“象泉运动”和“古格运动”。它们都应是青藏高地整体上升时，早期两次构造运动的产物。

3、1、象泉运动。

札达盆地沉积了托林组（N_2^1t）之后，盆地不再急速稳定地沉降，而后又经历了一个垂直上升隆起阶段。托林组顶部，受到风化剥蚀，形成一个波状起伏的风化剥蚀面。之后盆地又转入稳定沉降期，故在古格组（N_2^2g）底部出现底砾岩。该次构造运动，是以垂直隆升为主，所以形成了平行不整合（图 3）。.

在札达盆地沿象泉河两岸十几公里的范围内，以及盆地内的许多地段，均可见到这次构造运动所造成的平行不整合面，但以象泉河两岸出露最特征，故命名为“象泉运动”。

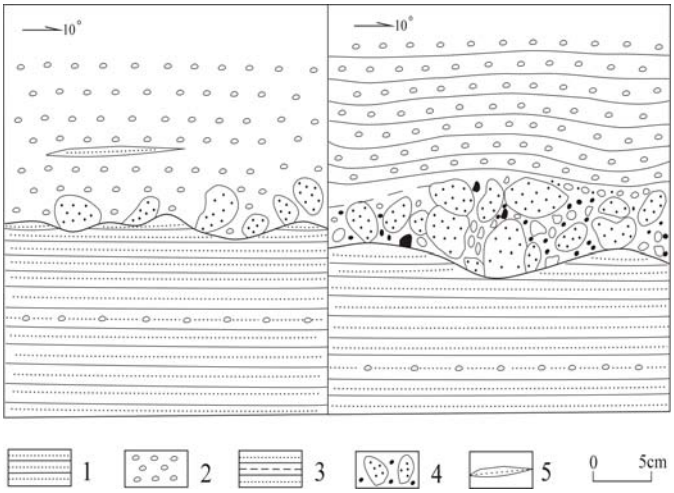


图 2　古格组与托林组平行不整合接触关系

1-泥层；2-砾岩；3-细砂岩；4-底砾岩；5-砂岩透镜体

在普兰盆地也出现过这一构造运动。不过那里表现得更为强烈一些，而形成角度不整合。

3、2、古格运动

新近纪上新世末，喜山运动在札达盆地，又有较象泉运动更为强烈的表现。不仅出现垂直隆升运动，在古格组（N_2^2g）顶部形成一风化剥蚀面；而且还发生过水平挤压运动（可能是来自北东——南西的挤压力），使古格组（N_2^2g）上部地层产生倾斜。在古格组（N_2^2g）与香孜组（$Qp^{1\text{-}1}x$）之间形成角度不整合。

在札达盆地古格——多几东一带，均可见到这次构造运动所造成的角度不整合接触面，故命名为“古格运动”。

4．不整合面发现的地质意义

札达盆地发现并确定了喜马拉雅期的“象泉运动”和“古格运动”这两次构造运动，其地质意义深远：

①打破了札达盆地在新近纪上新世以来只有平稳沉降，而无其他构造运动的传统认识；

②将上新统托林组（N_2^1t）、古格组（N_2^2g）与早更新统香孜组（$Qp^{1\text{-}1}x$）确切地划分开，使其有顶有底。结束了原来地层划分中跨系、跨统的地层单元的存在。可确切地测量出每个地层单元的真实厚度；

③象泉运动划分了札达盆地的上新统沉积，使其分为上下两部分；古格运动确定了新近系与第四系的界线，解决了青藏高原新生代地层划分的重大地质问题，可以与西藏南部境外的拉达克—西瓦利克地区相对比；

④由此可以推测：古格运动时期，在札达盆地一带，可能出现过北东——南西方向的水平挤压应力，并使盆地中轴基底断裂重新活动。这组外力消失后的松驰期，中轴断裂张开产生断块陷落和向盆地两侧的掀斜。使原本水平的上新统托林组（N_2^1t）、古格组（N_2^2g），形成一轴向北西——南东的宽缓箱形背斜，部分象泉河即沿背斜核部穿切而过。

因此，札达盆地河湖相沉积中不整合面的发现，对于深入研究青藏高原隆升过程和环境变迁，具有十分重要意义，对喜马拉雅运动在青藏高原的反映，对深入分析探讨新近纪以来构造活动规律等，都提供了实际资料。

西藏札达盆地早更新世香孜组沉积特征—对青藏高原第四系底界的约束

孟宪刚[①②] 朱大岗[①] 邵兆刚[①] 杨朝斌[③] 韩建恩[③] 余 佳[①] 孟庆伟[①] 吕荣平[①]

① 中国地质科学院地质力学研究所，北京 100081

② 中国地震局地质研究所，北京 100029;

③西藏自治区国土资源厅，拉萨，850000

札达盆地位于西藏的西南边陲，在地貌上属于西藏山原湖盆谷地的藏南山原湖盆宽谷区、札达盆地亚区。平均海拔 4500m，南侧为喜马拉雅弧形山脉，在札达县内卡美特山的最高海拔为 7756m，札达盆地出口处的最低海拔为 2900m，县城所在地托林镇海拔高度为 3728m。对札达盆地的考察、研究始于 19 世纪末，特别是在西藏和平解放后，中国学者开始了逐步对札达盆地进行研究。前人曾提出早更新世香孜组中分布的冻融褶皱构造，但并未提及它是第四纪冰期最早的冰缘区沉积，更未提到是第四纪冰期的底界。因此详细深入研究香孜组河湖相沉积环境及其地质意义，对研究第四纪冰期底界有着重要意义。近年来，笔者对位于西藏西南部的札达盆地及其周缘地区开展的野外地质调查期间，发现了大面积分布的早更新世早期第四纪冰期冰川发育之前冰缘区河湖相沉积。

1、香孜组地层的岩石结构构造特征

香孜组冰缘区河湖相沉积地层，主要由互层状产出的砾岩、泥质粉砂岩和含砾砂岩组成，具有明显的二元结构特征。砾岩中的砾石圆度较差，多呈次棱角状、次圆状，砾石成分复杂，主要由板岩、砂岩、变质岩、花岗岩及石英岩等组成。大小一般在数厘米左右。依据实测地层剖面、岩性特征，可划分为 4 个岩性段（图 1），自下而上为：

第一岩段。以砾岩为主夹含砾长石岩屑粗砂岩及少量粘土质、粉砂质细砂岩。顶部为含砾细砂岩。底部砾岩中斜层理发育。含孢粉化石不多，以木本植物花粉占优，达 58%。乔木植物花粉占 30%，灌木植物花粉约 15%，蕨类植物孢子仅个别见到。主要花粉类型为蒿（约 25%）、松（约 20%）、藜（约 20%），禾本科及麻黄也较为常见[6]。与下伏上新统古格组，呈微角度不整合接触。厚约 101.1m。

第二岩段。上部全部为砾岩。下部以砾岩为主，夹含砾长石岩屑粗砂岩。厚 57.9m。

第三岩段。主要为砾岩与泥质砂岩和含砾钙质岩屑长石砂岩呈互层产出，并形成 5 个较大的沉积旋回。在每个旋回的上部均普遍发育有强烈的冻融褶皱，伴随的砂楔构造（图 2）和砂包构造（图 3），也十分常见。

第四岩段。岩段下部为砾岩，上部为粘土粉砂质泥岩、细砂岩。水平和波状层理发育，具冰川纹泥特征，由冰伐沉积作用形成的花岗岩坠石构造常见（图 4）。与上覆香巴组冰川堆积呈连续接触。

2、香孜组的形成时代

香孜组的时代主要依据磁性地层年代对比及 ESR 测年资料来确定的[④⑤]。古地磁年龄测定结果表明（图 1），第一岩段的底界为 3.4Ma，第三岩段的顶界为 2.4Ma，而香孜组下伏的上新世古格组第一、二岩段的古地磁年龄介于 5.44～6.92Ma 之间。香孜组上覆的香巴组冰碛层 ESR 年龄为 2.33Ma，故此可认为香孜组的形成年代在 3.4～2.33Ma 之间，形成年代应属于早更新世早期。

[④]古地磁年代由中国地质科学院地质力学研究所古地磁实验室测定，2004

[⑤]ESR 年龄由成都理工大学 ESR 实验室测定，2004

年代	地层名称	岩性段	符号	柱状图	厚度(m)	岩性特征	化石特征	沉积相	气候特征	测年	备注
早更新世（中期）	香巴组	一岩段	Q_p^{2-1}		>60	冰川泥砾堆积，砾石大小悬殊，无分选，成份复杂，具冲动型冰碛特征	未见	冰川相	冰川气候	2.33±0.17 Ma (ESR)	
早更新世（早期）	香孜组	四岩段	Q_p^{1-4}		22.7	下部为砾岩，上部为粘土质粉砂质泥岩、细砂岩，含坠石构造。	未见	冰湖相	冰缘气候		
		三岩段	Q_p^{1-3}		68.5	砾岩与泥质粉砂岩、含砾钙质岩屑长石砂岩互层。冻融褶皱构造十分发育。	孢粉化石贫乏	冰缘相		2.48Ma (磁性地层对比)	
		二岩段	Q_p^{1-2}		57.9	上部砾岩；下部砾岩夹含砾长石岩屑粗砂岩 。	孢粉化石多不草花粉为主	冲洪积相			
		一岩段	Q_p^{1-1}		101.1	砾岩夹含砾长石岩屑粗砂岩及少量粘土粉砂质细砂岩。顶部为含砾细砂岩。底部砾岩斜层理发育。	孢粉化石多不本花粉为主，含量少孢粉			3.4Ma (磁性地层对比)	
上新世	古格组	五岩段	N_2^{2-5}		>30	砾岩与泥质粉砂岩互层。含丰富复足类、介形类和三趾马、鹿等哺乳动物化石，孢粉化石丰富以木本花粉为主。	含化石种多丰富繁类	河湖相	温湿偏干旱气候	5.44 - 6.92Ma (磁性地层对比)	为1-2岩段年龄

注：ESR 年龄由成都理工大学 ESR 实验室测定；

古地磁年代由中国地质科学院地质力学研究所古地磁实验室测定

图 1　西藏札达盆地早更新世早期香孜组地层综合柱状图

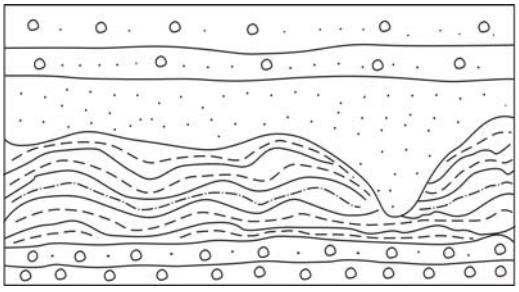


图 2　冻融作用产生的砂楔构造素描图

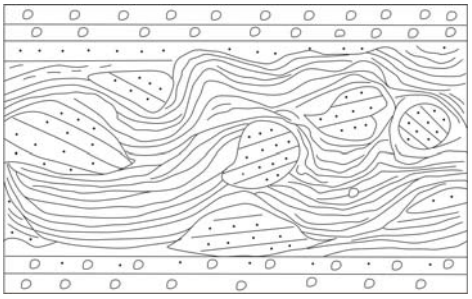


图 3　冻融作用形成的砂包构造素描图

3、从香孜组冰缘区河湖相沉积看第四纪冰期的底界

冰缘区即冰缘地区，是古冰川或现代冰川作用外围无冰川覆盖的地区，或者是受寒冷气候影响以冻融作用为主的区域。

从札达盆地香孜组与下伏上新世古格组，到上覆香巴组的冰川堆积，沉积作用除香孜组与古格组呈微角度不整合外，基本上是连续的。但气候和沉积环境却发生很大变化。在上新世古格组中除含种类繁多的哺乳类动物化石群，如三趾马、鼠兔类、犀类化石等之外，还含大量腹足类、介形类和孢粉化石。气候属于温湿到温凉。进入香孜组后，不但化石种类仅发现有孢粉化石，而且数量也大大减少，气候环境由温凉到冷偏干，此时的沉积以冰湖相为主；到了早更新世中期的香巴组，区域气候已转变为干冷到寒冷，大规模的冰川活动开始出现了。从上述演化不难看出，香孜组整个沉

积环境是处于第四纪冰川作用到来之前的冰缘地区，是代表该区进入第四纪冰期的最早记录和历史见证。因此，香孜组的底界，应该是第四纪冰期的底界，或第四纪的下限，其 ESR 法和古磁法年龄介于 3.4～2.4Ma 之间。

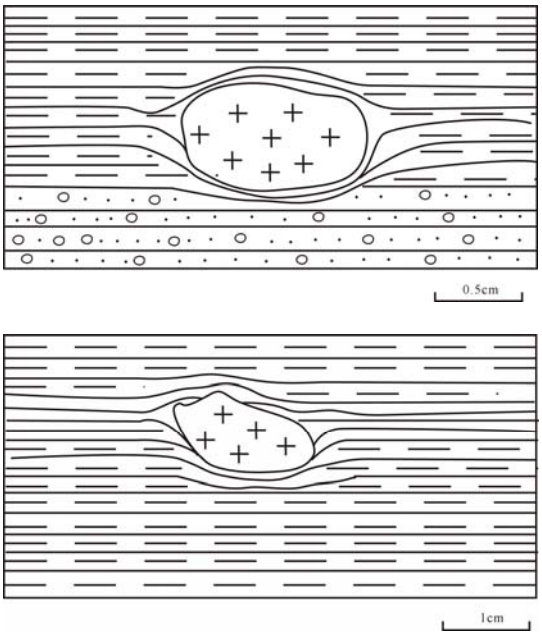


图 4　香孜组第四岩段中花岗岩坠石构造特征素描图

上-平行层理的花岗岩坠石；下-斜交层理的花岗岩坠石

香孜组作为第四系的底界，与以往提出的环境转变所确定的黄土底界、海相生物地层底界、动植物化石底界、气候冷暖变化氧同位素年代学底界和地质事件古地磁底界[10]等有所不同，由于它是第四纪冰期开始形成演化的起点，因此它才是第四纪真正的底界。

4、香孜组冰缘区河湖相沉积研究的意义

关于第四纪冰期的底界（或第四纪下限），在地学界争论由来已久，至今仍众说纷纭、莫衷一是，且国内外对第四纪的时段划分也不一致。因此，早更新世香孜组冰缘区河湖相沉积地层的研究，为解决这个问题提供了新的资料和线索，其理由是：

（1）早更新世香孜组冰缘区的河湖相沉积地层，除香孜组与下伏的上新世古格组间呈微角度不整合外，基本上是连续沉积的，而上新世地层中富含各种生物化石，香孜组中也含一定数量的孢粉化石，为系统研究自上新世—早更新世生物演化提供了重要的剖面。

（2）香孜组本身沉积剖面连续，反映气候、环境的地质标志较多，如反映冰缘气候的冻融褶皱、反映冰湖相沉积的坠石构造等特征较明显，且发育较普遍，为研究气候环境演化提供了可靠的证据。

（3）在札达盆地香孜组与上覆的香巴组冰川堆积直接接触，香巴组以上至少发育有 6 层不同时期的冰川堆积，且直接与现代冰川相连，为研究和确定第四纪以来的冰期划分，提供了可靠的基础材料。

香孜组是该区第四纪冰期发展阶段最早、最直接的沉积记录，其底界也是第四纪冰期划分可靠的底界。毫无疑问，这一发现，对第四纪冰期底界的进一步研究，对建立正确的气候地层层序，提供了可靠和珍贵的实际资料和依据，具有较高的科学价值和学术意义。

巴颜喀拉三叠纪浊积盆地与北部复合造山系的构造关系
—岩石学、碎屑锆石 U-Pb 年代学与区域构造证据*

王国灿[1], Robert P. Wintsch[2], 田立柱[1]
1 中国地质大学（武汉）地球科学学院，430074;
2 Department of Geological Sciences, Indiana University, Bloomington, Indiana, 47405-1403, USA

松潘-甘孜-巴颜喀拉地体广泛分布三叠纪浊积岩系，对该地体西部三叠纪巴颜喀拉山群砂岩进行成分特征与北侧东昆仑地区大致同时代的早—中三叠统洪水川组、闹仓坚沟组砂岩成分特征对比分析显示，巴颜喀拉浊积岩系碎屑物来源与北部东昆仑-祁连山-阿尔金-阿拉善造山带复杂造山带结构相适应。巴颜喀拉山群砂岩的碎屑锆石颗粒 U-Pb 年龄显示出早古生代 400-500Ma、900-1000Ma、1800-1900Ma 和 2400-2500Ma 四个峰值，并极少 1200-1700 Ma 的锆石颗粒，这种年龄结构和根据目前公开发表的有关东昆仑、阿尔金、柴北缘-祁连以及阿拉善地区前三叠纪不同岩石锆石 U-Pb 年龄结构基本一致，进一步说明巴颜喀拉山群浊积岩系的最可能的物源区是北部的东昆仑-阿尔金-柴北缘-祁连-阿拉善地区。阿尼玛卿构造混杂岩带晚二叠世格曲组的底砾岩角度不整合于马尔争组蛇绿构造混杂岩系之上，以及巴颜喀拉山群中出现的系列可与阿尼玛卿构造混杂岩带相对比的构造混杂岩系断夹块说明，阿尼玛卿洋盆在中二叠纪末期已经闭合，巴颜喀拉山群及北部东昆仑的三叠纪地层是在已经闭合的古特提斯洋的基础上再次裂解的不同性质盆地沉积，三叠纪的海盆不具备洋盆性质，而是以陆壳为基底重新裂解的海盆。

*国家自然科学基金项目（批准号：40372104、40072062）、国土资源部地质调查项目“青海 1：25 万库赛湖幅（I46C001002）、不冻泉幅（I46C001003）区域地质调查”（编号：200313000005）和“青海 1：25 万阿拉克湖幅（I46C001001）” （编号：19991300004021）资助

藏南桑单林剖面中晚始新世放射虫化石的发现及其大地构造意义*

方爱民[1] 阎臻[1] 刘小汉[2] 李继亮[1] 潘裕生[1] 俞良军[1] 黄赍新[2] 李红生[1]
1.中国科学院地质与地球物理研究所；2.中国科学院青藏高原研究所

印度和欧亚两大板块的汇聚碰撞是全球自中生代以来最重要的地质事件之一，然而对于这两大板块的具体碰撞时间却一直存在非常激烈的争论。虽然很多学者认为两板块的碰撞始于白垩纪、结束于古新世（如 Yin et al., 1999; 万晓樵, 1990;丁林, 2003），然而藏南地区最高海相层及其古生物年代以及碰撞后陆相磨拉石建造的形成时代等方面的证据则表明处于欧亚大陆和印度板块之间特提斯洋的最终闭合时间可能延长到中、晚始新世(Rowley, 1996; Aitchson & Davis, 2001)。

作为板块碰撞最直接的证据，发育于缝合带中的最高海相层和最早期磨拉石的形成时代显然为限定两板块碰撞发生时间提供了最准确的年代资料，因为两板块的碰撞应该发生在海相向陆相转换期间。对于印度和欧亚板块来说，二者的准确碰撞时间应该晚于缝合带中最高海相层而早于最早期陆相磨拉石的形成时代。因此，寻找雅鲁藏布江缝合带中最高海相层和最早期磨拉石并确定其沉积时代也就成为限定印度和欧亚板块碰撞时间最重要的手段。

近年来，我们等对位于雅鲁藏布缝合带中具有重要大地构造意义的内外磨拉石带（柳区砾岩及冈仁布齐砾岩）的时代进行了探讨（方爱民等，2004；闫臻等，2005），认为它们是在印度和欧亚板块碰撞之后伴随造山带的后期演化所形成的，是确定印度和亚洲板块碰撞时间上限的重要证据。除此之外，我们对该缝合带中另一类具有代表性的海相地层之一桑单林剖面进行了细致考察，在其中的硅质岩中发现大量保存完整的中晚始新世放射虫化石。这一发现不仅为西藏地区中晚始新世海相层的存在提供比较确凿的证据，而且也为确定该地区的最高海相层位、探讨两板块的碰撞时间提供了新的制约材料。本文报道该剖面硅质岩中发现的中晚始新世放射虫化石组合。

位于藏南萨嘎南部的桑单林地质剖面是一套复理石－硅质岩建造，它以保存有印度和欧亚板块之间存在的较高层位的晚期海相层而受到很多人的关注。但长期以来，有关该套沉积岩的形成时代仍然存在争议。李红生（2000）最早报道了该剖面中晚始新世～渐新世放射虫化石的发现，但由于他所报道的放射虫化石是提取自岩石薄片中，无论从其数量还是保存程度来看均很难准确鉴定其属种，由此对其所推断的该套海相层的时代也受到了丁林（2003）的置疑，后者认为桑单林剖面中的深水沉积岩属于印度被动陆缘上发育的前陆盆地沉积，形成于古新世，并由此推断印度和欧亚板块中段的碰撞发生于白垩纪/古新世之交（65Ma）。笔者等近年来在考察该剖面的过程中系统测制了其沉积剖面，并完整采集了该剖面中的所有硅质岩样品，室内研究发现这些硅质岩中存在大量放射虫化石，其所属时代自中朱罗世至中始新世均有发布，本文报道其中最年轻的放射虫组合，并结合区域资料认为特提斯洋的最终闭合时代应该在中始新世，而不是在古新世或更早。

此次采集的化石样品约 160 余块，选择其中 40 余块样品进行了放射虫分析。经研究鉴定约 32 种之多，隶属 21 科 25 属。其中，最早的放射虫组合为侏罗纪，最晚为始新世中期。其中，始新世组合主要以样品 F90、F95 和 F94 中保存较好，其组成分别为：

F95（中始新世早期 *T. mongolifieri* Zone）：*Amphicraspedum murrayanum* Haeckel， *Lithapium anoectum* Riedel and Sanfilippo，*Lithapium plegmacantha* Riedel and Sanfilippo，*Lychnocanium alma* O’

*国家重点基础研究发展规划项目（No. 2002CB412600）和中国科学院资源环境领域知识创新工程重要方向项目（No. KZCX2-SW-119）资助课题
E-mail: fam@mail.igcas.ac.cn

Connor，*Periphaena delta* Sanfilippo and Riedel，*Periphaena tripyramis triangular* (Sutton)，*Spongodiscus pulcher* Sanfilippo and Riedel，*Stylotrochus radiatus* Lipman， *Thecosphaerella rotunda* (Borisenko).

F94（中始新世早期*T. mongolifieri* Zone）：*Amphisphaera* sp. aff. *A. radiosa* (Ehrenberg)，*Astrophacus pictus* Koslova，*Axoprunum pierina* Clark and Campbell，*Cenosphaera* sp.，*Circospyris papilio* Koslova，*Entapium chaenapium* Sanfilippo and Riedel，*Lychnocanium bellum* Clark and Campbell，*Spongodiscus* sp. aff. *S. quartus* (Borisenko)，*Stylosphaera goruna* Sanfilippo and Riedel，*Stylosphaera coronata coronata* Ehrenberg，*Thecosphaerella ptomatus* Sanfilippo and Riedel，*Lithapium plegmacantha* Riedel and Sanfilippo，*Thecosphaera melitomma* Koslova 276; *Xiphatractus visendus* Koslova 273.

F90 (早始新世晚期-中始新世早期 *P. striata striata -T. mongolifieri* zone)：*Astrophacus pictus* Koslova，*Botryopera deflandrei* Petrushevskaya，*Entapium vegulare* Sanfilippo and Riedel，*Prunopyle adelostoma* Koslova，*Prunopyle ovata* Koslova，*Spongodiscus americanus* Koslova，*Spongodiscus maculates* Clark and Campbell，*Spongdiscus phrix* Sanfilippo and Riedel，*Spongtrochus kreyenhagensis kreyenhagensis* Clark and Campbell1，*Stauracontium hirtum*? Koslova，*Stylotrochus nitidus* Sanfilippo and Riedel.

主要参考文献

Aitchison J C & Davis A M. 2001. When did the India-Asia collision really happen? Gandwana Research, 4(4): 560-561.

Rowley D B. Age of initiation of collision between India and Asia: A review of stratigraphic data. Earth and Planetary Science Letters, 1996, 145: 251-270.

Yin A, et al. Tertiary deformation history of southeastern and southwestern Tibet during the Indo-Asian collision: Geological Society of America Bulletin, 1999, 111, 1644-1664.

丁林. 2003. 西藏雅鲁藏布江缝合带古新世深水沉积和放射虫动物群的发现及对前陆盆地演化的制约.中国科学(D 辑), 33(1): 47-58.

李红生. 2000. 藏南古近纪放射虫岩的发现——一个迟到的发现报告. 见：第三届全国地层会议论文集. 北京, 地质出版社, 354-358.

尹集祥, 孙晓兴, 闻传芬, 刘成杰. 1988. 西藏南部吉隆县党拉至萨嘎县（加加）地段中生代地层. 见: 中国科学院地质研究所集刊, 第 3 号, 北京, 科学出版社, 80-95.

万晓樵. 1990. 西藏白垩纪－早第三纪有孔虫与特提斯－喜马拉雅海的演化. 微体古生物学报, 7(2): 169-186.

青藏高原巨型张性导水断裂构造对河西阿拉善及以北地区水循环的影响

陈建生

河海大学同位素水文研究所 南京 210098

在青藏高原存在近南北向的（隐伏）断裂构造带，当印度板块与欧亚大陆板块碰撞后，青藏高原隆升，青藏高原的中部主要是南北向的压缩，而东西两部分则分别向东西两侧移动。日喀则－共和—门源－武威—雅布赖－狼山一带正好是西域克拉通与东亚克拉通之间的一条接缝，各属于两个不同稳定地块的基底。青藏高原隆升后在重力作用下地壳的软流层发生了塑性变形，致使东亚克拉通向约束力最小的东部发生整体位移，通过 GPS 的测量结果得到的位移速率平均约 10mm/a，在克拉通连线的断裂带上有西部多山东部多盆地的特点，沿断裂有一系列断陷盆地、湖泊、沼泽、强震活动和温泉分布。在遥感地貌图上可以看到这些近南北向的断裂带构造，宽度可达到 30～50km。这些断裂带是通过航测的磁异常与重力异常等物探研究发现的。日喀则—共和－武威—狼山断裂带与另一条杂多－雅布赖断裂带（隐伏）横穿了青藏高原与祁连山，都属于张性断裂，通过沿着断裂带分布的温泉中的同位素调查证实，这两条近南北向的断裂带都是导水的，分别将地下水输送到张掖盆地、永昌、阿右旗、武威、民勤、雅布赖、巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠、额济纳盆地等地区。

根据湖泊、河流、温泉、地下水中同位素及水化学分析结果确定，扎陵湖与鄂陵湖中的水通过断裂带渗漏到巴丹吉林沙漠与腾格里沙漠一带，受到蒸发的湖泊水渗漏到断裂带中，在断裂带北部的断陷盆地中涌出，形成湖泊群，受到深部断裂带加热的地下水在涌出地表的过程中压力降低而产生蒸汽，蒸汽在上升过程中凝结在沙丘中，当沙丘的含水量大于 4%时，沙丘抵抗风蚀的能力大大增强，西北风带来的沙粒可以继续沉积在沙丘表面，沙粒继续凝结蒸汽水分子，沙丘不断地长大，当来自地下的蒸汽水量≤地表蒸发量时，二者达到平衡，沙丘不再长高、长大，所以沙山的高度与地下水的涌水量成正相关关系。这就是为什么在巴丹吉林沙漠每个高大沙山边上必定有一个大湖泊的原因。

石羊河是武威盆地唯一的地表径流，总量小于 $14\times10^8 m^3/a$，同位素分析发现，石羊河的一个支流红水河（流量为 $0.6\times10^8 m^3/a$）中氦、氖值异常，河水是由深部断裂带补给的。武威地区现有抽水井 15000 眼，年抽水量达到 $20\times10^8 m^3/a$，我们估算石羊河的渠道与田间的总渗漏量＜$2\times10^8 m^3/a$，地表水完全满足不了当地所需用水量，每年的超采量接近 $20\times10^8 m^3/a$。但是 2005 年元月在民勤县城东边 20km 的夹河乡我们找到了三口自流井，涌水量为 1～2L/s，井水样中 ^4He 的浓度分别是空气值的 54.1、71.6 和 74.5 倍，说明有大量的壳源 ^4He 的存在，暗示地下水的补给必与深部的断裂构造关系密切。地下水中的 $^3He/^4He$ 值为（2.15×10^{-7}～1.51×10^{-6}），^4He 浓度值（4.32×10^{-6}～3.25×10^{-4}）cm3. STP. $^4He/g$ 之间变化。自流井的出现表明武威地区的地下水有很充足的补给源，这就是来自日喀则－狼山断裂带输送的地下水。通过对武威温泉的研究得出，药王泉的热储深度为 2450～3180m，显然地下水的循环深度已经达到地表之下数千米，这也间接证实了武威盆地的地下水循环与该断裂带的连通关系。

在晚更新世 42－18kaBP 在阿拉善高原曾经出现了面积达到 100 000km^2 的湖泊，湖泊的面积与江苏省的面积相当，这些湖泊与青藏高原的湖泊出现的部分时间是相同的。我们分析阿拉善高原湖泊水的主要来源不是当地降水，而是青藏高原湖泊、径流等的渗漏水，而渗漏通道正是这条日喀则－狼山断裂带。根据董光荣的研究巴丹吉林沙漠的古沙丘中钙质根状结核的年龄 207kaBP，我们推测在此之前日喀则－狼山断裂带就已经开始向阿拉善高原输水。随着东亚克拉通向东移动，该断裂

带的张开度越来越大，导水性能也越来越好，当青藏高原降雨量增多湖泊面积增加后，向断裂带中的渗漏量也大幅度增加了，断裂带中的水从断陷盆地中涌出，在阿拉善高原形成了很多相互之间在地表面没有水力联系的孤立的大湖泊。

我们推测当日喀则－狼山断裂带继续扩张，断裂带将穿过蒙古高原与贝加尔裂谷对称的 NWW 向的断裂带相交。在贝加尔湖中部湖底发现大量的热流涌出，涌出气体中包括 CO_2 和沼气，地层发生了严重的隆起变形，明显有热流物质从裂谷中涌入湖中，国外科学家初步的研究结果认为有 4％的湖水是来自地下水的补给。贝加尔湖位于寒冷的西伯利亚，大部分地区属于永久冻土层，冻土层最厚达到 1000m，在这种条件下地表径流如何快速穿过冻土层与岩石入渗到湖泊中仍然是困惑各国科学家的难题。贝加尔湖地区平均的温度在零度以下，属于冷湖，但是通过热量交换研究发现该湖得到的热量为 57000cal/cm^{2}yr，远远高于其它同类的深水湖泊，尤其在寒冷的冬季，在平均温度-20℃的情况下，湖水还能获得热量 22500 cal/cm^{2}yr，高出其它湖泊 1－4.5 倍，这是不可想象的。贝加尔湖流域总面积为 540000km^2，流入湖的河流多达 336 条，总入湖流量占总水量的 81％，色楞格河是最大河流，占到 49％，入湖总流量约为 54km^3/a，蒸发量的数据都是根据水量平衡得到的，不同资料给出的蒸发量范围在 102mm/a～616mm/a 之间，这正是问题的所在，贝加尔湖的水量与热量都不能平衡。

我们认为贝加尔湖的热量不完全是通过热辐射等带来的，在深部裂谷中存在大量的热水补给到湖泊中，CO_2、甲烷、氦、氖、HS_2 等气体也随着热水涌出，所谓热流主要是被深部断裂带加热的地下水。贝加尔裂谷在 25MaBP 产生，与印度板块与欧亚大陆板块的碰撞有关；而裂谷两侧 NWW 向断裂带的发育则是 200kaBP 以后的事件，研究证实在贝加尔裂谷中部存在对称的 NWW 向断裂带，该断裂带也属张性构造，断裂扩张后向东南延伸并与日喀则－狼山断裂相交，在 18kaBP 前这两条巨型断裂带连通成为了地下输水通道，水的循环深度超过 7km。青藏高原补给到阿拉善高原湖泊的水自从该通道导通后就直接进入了贝加尔湖，阿拉善高原的大湖泊从此消失，而且深部的承压水位逐渐下降，造成补给到距离日喀则－狼山断裂带较远的额济纳盆等地区的地下水逐年减少，使这些地区的湖泊、沼泽、绿洲逐渐缩小，与此同时贝加尔湖的水量却明显增加。

遥感测量发现青藏高原流经日喀则－狼山断裂带的河流量都不同程度地减少了，雅鲁藏布江径流量减少了 22.2%，澜沧江减少了 10.1%，雅砻江减少了 9.6%，金沙江减少了 6.7%，黄河径流量减少 22.7％，减少幅度远大于西北内陆河。40a 来河源区的气温上升了 0.7～0.8℃，降水量和融雪量都增加了，试验表明水面蒸发量减少了 126mm，但江河源区的径流量非但没有增加，反而以每 10 年 3×10^{8}m^3/a 的速度减少，这是南北向断裂带为导水构造的另一个重要证据。青藏高原/祁连山减少的径流量高达 400×10^{8}m^3/a 以上，研究发现这些水仅有一少部分在我国的河西走廊和阿拉善地区参与了水循环，补给到沙漠湖泊、越流补给到地下含水层中被抽取利用，而大部分水则是通过深部的断裂带直接进入了贝加尔湖。

关键词： 青藏高原　南北向断裂带　河西走廊　阿拉善　贝加尔湖

四川丹巴穹状变质地体*

赖兴运[3] 游振东[1] 程素华[2]

[1]中国地质大学（武汉）430074 [2]北京大学地球与空间科学学院，100871

[3]中国地质大学（北京）100083

丹巴地区位于松潘-甘孜造山带的东南部.华北,扬子和西藏(羌塘)三大陆块的拼合,构成了青藏高原东北缘的复杂构造结..其中最为引人注目的地质构造是穹状变质地体的发育.华北，扬子和羌塘三个板块之间，南北向和东西向的双向收缩，引起区内发育了大小不等的十几个穹状变质地体，自北而南有马奈、春牛场、丹巴、公差、格宗等变质穹隆(见图 1)。穹隆的核往往被前震旦纪的混合片麻岩，花岗岩体所占据。而岩体的周围则是变质程度不等的巴罗型区域变质带， 但是雅江以北的长征，容须卡，甲基卡等穹隆，则是由于后期岩体的侵入，某些岩体的周围可显示低压的巴肯型变质作用的叠加。另外，在丹巴弧的东南侧的雪隆包，雅斯德，丹巴以南的格宗，木里弧南缘的长枪穹隆，周围岩石变质程度很低，属绿片岩相，并无明显的变质矿物带.

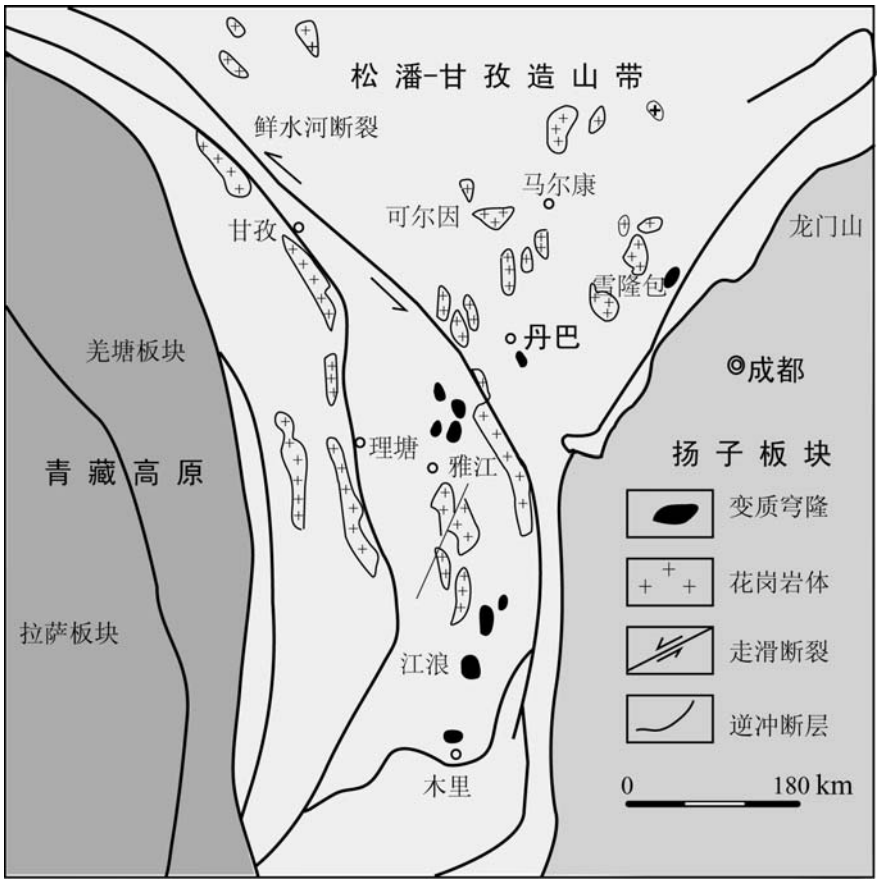


图 1　　丹巴地区穹状变质地体分布简图

多数穹隆的核部出露的是前寒武纪的片麻岩和混合岩。例如春牛场侵入体。其中的片麻岩原岩，黑云母和角闪石质片麻岩均属本区最老的岩石。1943 年，程裕淇发现它不整合在字志留纪地层之下，后来的年代学研究证明其年代属新元古代（c.865-785Ma.）(同位素稀释热离子质谱（ID-TIMS ）和锆石 U-Pb 年龄)。混合岩从形态上说，多为条带状，偶见角砾状的角闪石质混合岩。但是也有不少穹隆，核部是中生代花岗岩类。例如雅江以北的长征，甲基卡，容须卡和瓦多岩体。岩石化学研究

证明它们属于 S 型花岗岩, 在 Nb-Y, Ta-Yb, Rb-(Y+Nb), Rb-(Yb+Ta)等判别图解上显示火山弧花岗岩特征。

穹状变质地体的外围变质带有 3 类：1。巴罗带型区域递增变质带，有的显示变质带的倒转；2。巴肯型变质带；3。低级区域变质带，多数是绿片岩相。

巴罗带变质的泥质岩，依变质程度可以分出: 绿泥石带--黑云母带--石榴石带—十字石带蓝晶石带和夕线石带.绿泥石带的特征矿物组合是绿泥石+白云母+石英,偶见黑云母随即过渡到黑云母带; 石榴石带稳定共生的矿物组合为: 石榴石+ 绿泥石+黑云母;十字石带的稳定共生组合是石榴石+十字石+黑云母;蓝晶石带矿物组合具:石榴石+蓝晶石+黑云母;夕线石带:夕线石+石榴石+黑云母. 多数岩石中均含斜长石(An 17—32).变质温压条件: P=4.65—6.28 Kbar, T=479--606℃, 变质地温梯度：２３－２９℃／Ｋｍ. .多数变晶矿物如黑云母、十字石、石榴石均具早期低级变质矿物的定向包裹物，具明显的晶内面理,显示原岩早期变形之上叠加变质作用的信息。变质泥质岩的ΣREE=195—274, (La/Yb)n= 0.811—1.917,稀土配分型式样和微量元素蛛网图均显示大陆上地壳岩石的特征。

.据赖兴运等的观察.由北侧的典型巴罗型变质的公差穹隆到南部的格宗穹隆变质带是从高温到低温连续变化的.因之,我们倾向于认为松潘-甘孜造山带的东南缘是一个规模较大的呈 NE 向分布的中压区域变质带, 总体是一条热轴,垂直走向,向东南温度逐步降低..

巴肯型高温低压变质作用,是区域热流值进一步增高并局部化的结果. 它总体上叠置于丹巴以北的春牛场,马奈一带.以春牛场岩体周围为例,可以见到从夕线石--白云母带到夕线石—钾长石带的过渡.夕线石白云母带的矿物组合是:夕线石+白云母+黑云母+石榴石; 夕线石—钾长石带的矿物组合为:夕线石+钾长石+石榴石+黑云母.变质温压计计算结果:P=3.40—3.92K, T=540--659℃. 地温梯度高达41--42℃/Km.

据 Huang 等最新获得的同位素年龄资料说明： M1 巴罗型区域变质发生于约 210—205 Ma 马奈花岗岩 U—Pb 锆石年龄为 197+/-6Ma,M2 巴肯型变质与岩体侵入有关， 年龄约为 164Ma.而喜山期由于印度板块向欧亚板块的俯冲碰撞,区内发育了一系列 NW 向的走滑断裂,其中的糜棱岩和构造角砾岩的新生黑云母年龄约为 30Ma.

总之，丹巴变质穹隆的形成是青藏高原东北部地质构造演化中重要的一幕，中生带以来具长期活动的历史, 其主要活动期起于印支晚期最后结束于喜马拉雅期的隆升和挤出。根据低压高温变质带的发育就是穹隆的发育期.从变质带空间分布,推测本区印支末期存在一东西向的热轴，同时也是 S 型花岗岩体的出露区。至于木里一带穹隆与丹巴穹隆在变质程度上的差异，应当归因于印支晚期，陆壳增厚过程中，北倾南倒逆冲剪切造成区域热流的不均一性。

*本文受国家自然科学基金项目(40272032)资助

主要参考文献

[1]许志琴 侯立玮 王宗秀等 中国松潘甘孜造山带的造山过程 北京，地质出版社 1992，1—16

[2] Huang M. Maas R Buick IS and Williams I.S. Crustal response to continental collisions between the Tibet. Indian，South China and North China Blocks: geochronological constraints from the Songpan—Garze Orogenic belt， western China， *J. Metamorphic Geol.*， 2003， **21**， 223—240

[3]赖兴运，程素华，陈军元， 中低压变质作用与大陆造山_-兼论四川丹巴的变质带， 地学前缘 2003 10(4):327—339

Detrital zircon study along the Yarlung-Tsangpo River, SE Tibet

雅魯藏布江流域之碎屑鋯石 U-Pb 定年和 Hf 同位素組成研究

梁育瑄 [1], 鍾孫霖 [1], 劉敦一 [2], Suzzanne Y. O'Reilly [3],
朱美妃 [1], 季建清 [4], 宋彪 [2], Norman J. Pearson [3]

[1] 臺灣大學地質科學系，台北 10699
[2] 中國地質科學院地質所北京離子探針中心，北京 100037
[3] GEMOC, Macquarie University, NSW2109, Australia
[4] 北京大學地球與空間學院，北京 100037

The interactions among tectonic uplift, river erosion and alluvial deposition are fundamental processes that have shaped the landscape of the Himalayan-Tibetan orogen since its creation from early Cenozoic time. To understand these processes around the eastern Himalayan Syntaxis and southeastern Tibet, we conducted a study of riverbank sediments along the Yarlung-Tsangpo River. Detrital zircons separated from the sediments were subjected to in-situ U-Pb dating using SHRIMP II at the Beijing SHRIMP Center and Hf isotope measurements using LAM-MC-ICPMS at GEMOC. These results, together with the U-Pb ages and Hf isotope data that we have recently obtained for the Transhimalayan plutonic and surrounding basement rocks, allow a more quantitative examination of the provenance or "protosource" areas for the riverbank sediments. From the upper reaches of the River in the west to the Namche Barwa Syntaxis in the east, our results indicate that the percentage inputs from the major source provenances vary significantly, e.g., those of detrital zircons from the Gangdese batholith increase from ~18% to ~50% and those from the Tethyan Himalayan sequences decrease from ~80% to <50%. Before the River flows into the Big Bend gorge, the percentage of Gangdese-derived zircons lowers to ~35%, but it arises back to ~50% in the Muotuo area. Moreover, in each part of the River, these Gangdese-derived zircons show characteristic εHf(T) values that could be correlated to the neighboring batholithic values and thus interpreted as reflecting the River's power on "focused erosion." Comparing with the sediment budget estimated for the downstream Brahmaputra River, the strongest erosional processes are suspected to have been taking place in the eastern Himalayan Syntaxis that, in turn, implies the Yarlung-Tsangpo and Brahmaputra River system to be one of the most dynamic mountain rivers on modern Earth. Its piracy relation with the Irrawaddy River may be explored by using literature information and our preliminary data from Myanmar that appear to signal Gangdese-derived zircons in the riverbank sediments.

天山北缘新生代前陆冲断构造定量分析：生长地层和磁性地层学证据

郭召杰　张　锐　李传新　张志诚　吴朝东 方世虎
北京大学地球与空间科学学院，北京 100871

晚新生代以来，印－藏碰撞的远程效应强烈改造了天山地区，天山造山带再次活跃形成陆内造山带，并在其两侧形成再生前陆盆地。在天山北侧由南向北依次形成三排由老至新的冲断褶皱带，其间为向斜相隔，它们分别是南部山麓冲断褶皱带、霍尔果斯—玛纳斯—吐谷鲁冲断褶皱带和独山子—安集海冲断褶皱带。利用地震测线、野外地质调查和钻井资料建立了天山北缘三排冲断褶皱带的构造模型：第一排山麓冲断褶皱带以基底卷入式构造为主；第二排霍－玛－吐冲断褶皱带主要为断层转折褶皱与断层传播褶皱叠加构造；第三排独山子－安集海冲断褶皱带构造类型为断层传播褶皱。

利用生长地层以及野外观察数据，结合裂变径迹年龄证据，并根据磁性地层资料确定了构造变形时间：第一排构造带形成于距今 10Ma 以来；第二排构造带形成于距今 7~2.58Ma 以来；第三排构造带形成于距今大约 0.73Ma。运用平衡剖面技术定量计算了构造缩短量：第一排构造带最小缩短量为 2875m（齐古背斜）；第二排构造带最小缩短量为 5875m（吐谷鲁背斜）和 5900m（霍尔果斯背斜）；第三排构造带最小缩短量为 4340m（独山子背斜）和 1240m（安集海背斜）。恢复了天山北缘冲断构造变形史和运动学过程，距今 10Ma 以来天山北缘前陆冲断带由南向北持续扩展，变形强度逐渐减弱，构造形成时间逐渐年轻。此结论对认识准噶尔盆地南缘构造演化、评价油气圈闭的有效性等具有重要指导意义。

与卢华复、贾承造等（2003）、汪新等（2002）的库车地区研究结果（开始于 25Ma，缩短率为 35％）相比，变形启动时间要晚，缩短率较低。上述结果为研究天山陆内造山过程提供了可靠依据。

新生代阿尔金断裂带的活动对于柴达木盆地的制约作用

肖安成[①*]，杨树锋[①]，程晓敢[①]，陈汉林[①]，陈志勇[②]，巩庆林[③]，陈元忠[③]
①浙江大学地球科学系，浙江杭州，310027, E-mail：xiaoanch@css.zju.edu.cn
②青海油田分公司，甘肃敦煌，736200
③东方地球物理公司敦煌分院，甘肃敦煌，736200

新生代阿尔金断裂带的活动控制了柴达木盆地西部的盆地填充和古构造带的形态，利用低幅度古构造带的形态研究确定出古构造带的分布位置及平面展布规律，同时指出古隆起的分布受东西走向的北倾左旋走滑冲断层所控制。阿尔金断裂对于柴达木盆地西部的制约表现在两个不同的阶段：早期为下干柴沟组沉积的晚期（N1/E3）;绝对年龄为 24.6Ma。柴达木盆地西部的大风山和尕斯古隆起是这一阶段的产物，属于古隆起形成的阶段，该阶段形成了一系列沿着断裂带的潜在发育方向的褶皱构造，即为短轴的雁行排列的一系列背斜，这些褶皱构造基本上是完整的和小型的，是在小型剪切位移的作用之下所导致的扭动构造，随着古隆起的进一步演化，褶皱的范围逐渐加大，背斜渐变为长轴状，这一阶段是古隆起范围发育的最大时期，隆起顶部地层缺失和形成半背斜构造的是其主要特点。晚期是阿尔金主断裂的形成和发生大规模位移的时间为，时间介于上、下油砂山之间（N_2^1\N_2^2），绝对年龄为 14.4 Ma。古隆起的逐渐消失和于走滑断裂剪切位移相关的牵引背斜的形成是其主要的伴生物。

关键词：阿尔金断裂；柴达木盆地；新生代活动；盆山耦合

主要参考文献：

1. 中国石油地质志编辑委员会，中国石油地质志[M]，13卷，青藏油气区 北京:石油工业出版社,1990
2. 青海省地质矿产局. 青海区域地质志[M].北京：地质出版社，1991
3. 青海省地质矿产局，西北地区区域地层表，青海省分册[M]，北京：地质出版社，1990.
4. 青海省地质局第一区调队. 区域地质调查报告－茫崖工作委员会幅[R]. 北京：地质出版社，1985.
5. 国家地震局《阿尔金活动断裂带》课题组，阿尔金活动断裂带，北京，地震出版社，1992
6. 甘肃省地质局地质力学区域测量队.区域地质调查报告－当今山口幅[R]. 北京：地质出版社，1976.

基金项目：国家“十五”科技攻关资助项目（2004BA616A-04-01）、中国石油青海油田公司资助项目（02-107401-7）
作者简介：肖安成(1957-)，男，博士，浙江大学教授，从事盆地构造分析、复杂构造解释和石油地质综合研究工作。E-mail: xiaoanch@css.zju.edu.cn

青藏高原之下的印度板片是一个整体吗？

肖 龙[1)] ，王春增[2)]，Franco Pirajno[3)]

1) 中国地质大学（武汉）地球科学学院，空间科学技术研究中心，430074

2), University of Maine at Presque Isle, Presque Isle, ME 04769, USA.

3), Geological Survey of Western Australia, 100 Plain Street, East Perth, WA 6004, Australia

摘 要： 新的地质观察和对地质、地球物理和地震层析资料的分析发现，青藏高原东部和西部存在系统的从地形地貌到壳幔结构的差异，主要表现为西部地形高、湖泊分布广泛、剥蚀程度小、地震多且震源深度大、火山活动早且多为钾质和超钾质；东部地形低、植被相对发育、湖泊少而发育大的水系、剥蚀程度较强、地震震源深度浅、火山岩较年轻且多为钙碱性；西部地壳以厚皮变形机制为主，表现为南北向的逆冲推覆与中新世以来的东西向伸展，而东部则表现为强烈的地壳缩短与薄皮变形，表现为大规模的褶皱与走滑。青藏高原东部和西部以新发现的亚东-安多-格尔木构造带为界，该构造带由一系列左行剪切断层、裂谷和拆离断层组成，带内地震震源深度小，重要的是在地震层析模式中该带下部未见明显的俯冲板片，而东西部均存在整体且相对均一的高速异常。我们认为造成东西差异的深部原因可能是由于印度板块在向亚洲板块俯冲消减时在亚东-安多-格尔木构造带之下存在板片撕裂，撕裂开的东、西部板片以不同的角度和方向俯冲于青藏块体之下，因而导致上述不同的地壳变形机制、岩浆作用、东西块体的差异隆升与不同的地形地貌发展演化历史。

关键词：青藏高原；印度板块；板片撕裂；差异隆升和剥蚀；亚东－格尔木构造带

本研究得到国家自然科学基金（40472037）和国家自然科学基金重点项目（40234052）的资助。

第一作者简介：肖龙，男，1963 年出生，博士，教授，现主要从事岩石大地构造学和深空地学的研究。

天山北缘中新生代盆地热历史演化的磷灰石裂变径迹和镜质体反射率证据

张志诚　郭召杰　吴朝东　方世虎
造山带与地壳演化教育部重点实验室（北京大学），北京 100871

晚新生代以来，印－藏碰撞的远程效应强烈改造了天山地区天山造山带再次活跃形成陆内造山带，并在其两侧形成再生前陆盆地。在天山北缘几个典型前陆冲断带地区，精细的构造分析，为研究天山陆内造山过程提供了可靠资料。本文对天山北缘头屯河和石场－玛纳斯河地区中生界地层进行了系统的磷灰石裂变径迹定年分析，分析样品均有相应的煤层（线）的 Ro 测定来约束其经历的最高温度。

头屯河剖面位于盆地南缘乌鲁木齐西部。在该剖面的侏罗系－白垩系地层中共取样 6 个，裂变径迹分析中心年龄为 118.6±10.6～169.4±12.3Ma，径迹长度分布范围较大（13.4±1.4～11.1±1.7μm）。侏罗系的 5 个样品，主要显示晚侏罗世－早白垩世年龄，略小于沉积年龄，表明经过了部分退火作用。经过 t－T 曲线模拟，主要表明晚渐新世－早中新世（25Ma 左右）以来快速隆升作用。白垩系的 1 个样品，组合年龄为 125.4±13.2Ma，接近于沉积年龄。t－T 曲线模拟，同样显示晚渐新世－早中新世（25Ma 左右）以来快速的隆升过程。

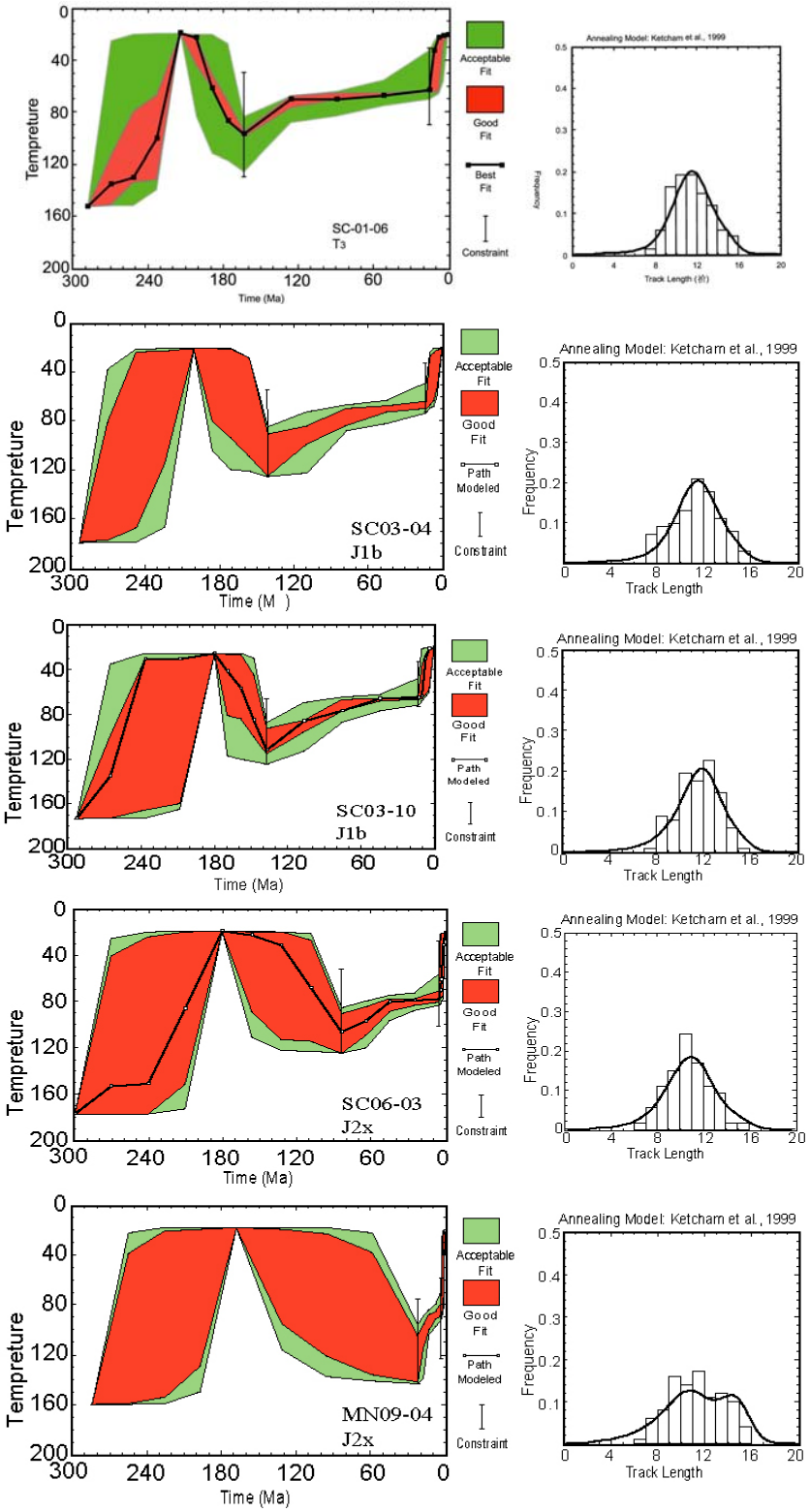
石场－玛纳斯河剖面 7 个砂岩样品磷灰石裂变径迹分析结果和相应的煤岩 Ro 值见附表。三叠系上部的一个样品的裂变径迹组合年龄为 125.3±9.1Ma，t－T 曲线模拟表明该样品在晚侏罗世达到最大埋深，其后略有降温，中新世以来快速隆升。侏罗系 4 个样品，裂变径迹组合年龄为 81.3±4.7～87.8±5.9Ma，对应煤层（线）的 Ro 测试平均值为 0.57 左右，t－T 曲线模拟得到很好的模拟结果，显示晚侏罗世－早白垩世开始发生剥蚀隆升，渐新世为相对平静时期，中新世以来（主要是 10Ma 以来）发生快速隆升并剥露至地表。玛纳斯河谷剖面的西山窑组 2 个样品裂变径迹组合年龄为 22.5±3.2～11.8±1.8Ma，Ro 为 0.80，表明该区侏罗系磷灰石裂变径迹已经完全退火。t－T 曲线模拟结果表明该地层主要是自晚渐新世－早中新世（24Ma 左右）开始发生剥蚀隆升，中新世以来（主要是 5Ma 以来）发生快速隆升并剥露至地表。（t－T 模拟结果见附图）

裂变径迹分析结果表明中生界地层的埋藏深度在乌鲁木齐附近的头屯河地区和西部的石场－玛纳斯地区具有明显的差异，其中玛纳斯的埋藏深度最大，使得磷灰石达到了完全退火；除石场地区三叠－侏罗系样品记录了晚侏罗世到早白垩世的隆升降温过程外，所有样品中磷灰石裂变径迹模拟都记录了 20－10Ma 的快速冷却过程，与 Hendrix 等（1994）在玛纳斯河剖面的分析结果是一致的，表明盆地南缘的剥蚀隆升主要发生在晚渐新世以来，在近 20Ma 的时间里发生了近 4－5km 的剥蚀；自盆地边缘向盆地内部剥蚀隆升时间逐渐变新，可能反映构造隆升逐渐向盆地传播。

镜质体反射率（Ro）分析与对应的部分磷灰石裂变径迹分析数据

剖面	样品号	层位	岩性	Rmin (%)	Rmax (%)	标准差	测点数	Ro(%) 平均值	Tmax (°C)	对应 AFT 样品	AFT 年龄 T(Ma)±1σ
石场－玛纳斯河	SC01-07	T2-3	煤	0.52	0.60	0.03	45	0.56	85-90	SC01-06	125.3±9.1
	SC03-02	J1b	煤	0.53	0.59	0.02	52	0.56	85-90	SC03-04	85.4±5.7
	SC03-08	J1b	煤	0.58	0.69	0.02	60	0.64	100	SC03-10	87.8±5.9
	SC04-06	J1b	煤	0.49	0.56	0.03	36	0.53	80-85	SC04-07	81.3±4.7
	SC06-02	J2x	煤	0.78	0.85	0.02	52	0.81	120-125	SC06-03	44.0±5.4
	MN09-05	J2x	煤	0.76	0.85	0.03	43	0.80	120-125	MN09-04	11.8±1.1
										MN10-03	22.5±3.2

注：Ro－温度转换计算参照 Burman and Sweeney (1989).



石场－玛纳斯剖面部分样品的模拟 t-T 曲线图（采用 Ketcham 等（1999）退火模型）。

金川超镁铁岩体及铜镍硫化物矿床的时代、成因及其与~825 Ma 华南地幔柱的关系

李献华[1]　苏 犁[2]　锺孙霖[3]　刘颖[1]　李正祥[4]　宋彪[5]　刘敦一[5]

1. 中国科学院广州地球化学研究所，广州 510640
2. 中国地质大学（北京）地学实验中心，北京 100083
3. 台湾大学地质学系，台北 106
4. Tectonics Special Research Centre, The University of Western Australia, WA 6009, Australia
5. 中国地质科学院地址所北京离子探针中心，北京 100037

金川超镁铁岩体位于阿拉善地块西南缘的龙首山隆起, 南邻北祁连造山带，. 岩体呈岩墙状侵位于龙首山群片麻岩和大理岩中。金川岩体已探明的 Ni-Cu 硫化物矿石储量列世界第三位，具有非常重要的经济地质意义，然而有关金川超镁铁岩体及其赋存的 Ni-Cu 硫化物矿床的形成时代及成因一直存在争议。

我们从金川超镁铁岩体的含硫化物橄长岩和斜长石二辉橄榄岩样品中分别分选出锆石和斜锆石进行了 SHRIMP 定年。锆石 U-Pb 年龄为 827±8 Ma；斜锆石 Pb-Pb 年龄为 812 ± 25 Ma，两者在误差范围内完全一致，表明金川超镁铁岩体及硫化物的形成年龄是~825 Ma。

元素和同位素地球化学分析结果表明，金川超镁铁质岩石具有较大的 εNd(T)负值（-8.9 ~ -12.0），并且 εNd(T)值与 La/Sm 比呈明显的负相关关系，表明超镁铁质岩的母岩浆来源于富集的岩石圈地幔，岩浆在演化过程中经历了明显的地壳混染。地壳混染作用很可能是导致 Cu-Ni 硫化物大量沉淀的重要原因。矿物学、岩石学和地球化学资料一致表明，金川岩体母岩浆的 MgO >12%，是异常高温（>1400°C）地幔柱加热导致上覆岩石圈地幔部分熔融形成的高 Mg 苦橄质拉斑玄武岩浆。

金川岩体的~825 Ma 锆石和斜锆石年龄以及大量的~900-880 Ma 继承锆石年龄与柴达木、祁连以及华南的锆石年龄谱非常相似，而与华北明显不同。鉴于华南在 830~820 Ma 期间广泛出露了与地幔柱有关基性岩墙、拉斑玄武岩以及（V-Ti 和 Ni-Cu-PGE 矿化）基性-超基性侵入岩，我们认为金川金川超镁铁岩体及其赋存的 Ni-Cu 硫化物矿床很可能与~825 Ma 华南地幔柱活动有关。

新疆阿克苏前寒武纪蓝片岩地体中辉长岩脉地球化学特征及其在 Rodinia 大陆重建中的地质意义

张立飞 艾永亮 曲军峰 徐备

造山带与地壳演化教育部重点实验室，北京大学地球与空间科学学院

新疆阿克苏蓝片岩是世界上最典型的前寒武纪蓝片岩，^{39}Ar /^{40}Ar 同位素定年显示其形成于 862.4±1.2Ma 到 872.4±1.5Ma。 这套前寒武纪蓝片岩其上为晚新元古代苏格布拉克红色砂岩不整合覆盖。在这套蓝片岩中发育了一组北西方向的基性岩脉群，这组岩脉群穿切了蓝片岩层，但没有穿切上覆的晚新元古代地层，并且在不整合的底砾岩中发现了这套基性岩脉的砾石。岩石学研究表明这套辉长辉绿岩脉具有典型的辉长辉绿结构，代表性的矿物组合是单斜辉石+斜方辉石+斜长石+磁铁矿,有些发生退变成角闪石和绿泥石。微量元素地球化学特征表明，这套辉长辉绿岩脉较富含重稀土元素和高场强元素、相对亏损大离子亲石元素，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 的初始比值变化于 0.7063～0.7072，$^{143}Nd/^{144}Nd$ 变化于 0.512002～0.512044，其εNd(t)变化于-11.59～-12.41 之间，表明其成因与大陆玄武岩形成过程相似，可能是来源于较深地幔、经长期演化后的晚期残余岩浆，上升过程中有部分陆壳物质混染，其可能的形成环境相当于大陆裂开环境。SHRIMP 锆石 U-Pb 定年表明，这套辉长辉绿岩脉群形成的时代为 785±31Ma，与大别-苏鲁造山带变质火成岩原岩锆石 U-Pb 年龄 750~800Ma(Zheng et al., 2003, 2004)基本一致。结合其古地磁分析结果：43±6^{o} N(Chen et al., 2004)，推测阿克苏蓝片岩地体中的这套辉长岩脉可能与澳大利亚北部的具有 798-811 Ma 年龄的 Kimberley 基性岩脉群相连，表明塔里木板块在 Rodinia 大陆裂解时曾处于澳大利亚大陆的北侧。最近的 Rodinia 超大陆再造显示，塔里木板块在地质演化的许多方面与扬子板块很相似，这两个板块可能与印度大陆和澳大利亚大陆在新元古代期间处于相对聚合的位置，即位于印度之北、澳大利亚之西北的部位。

皖南伏川基性-超基性岩锆石 U-Pb 定年以及元素和氧同位素地球化学研究

吴荣新　郑永飞　吴元保

中国科学院壳幔物质与环境重点实验室，中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026

(rxwu@mail.ustc.edu.cn)

皖南伏川新元古代基性-超基性岩位于扬子板块东南缘，江南造山带东端，处于扬子板块与华夏板块的会聚部位，其成因及侵位时代不仅对于研究华南陆块大地构造演化具有重要意义，而且对于认识 Rodinia 超大陆的会聚与裂解也具有重要意义。前人已对本区的新元古代基性-超基性岩进行了大量同位素年代学、岩石学、元素和同位素地球化学研究，认为该基性-超基性岩属于蛇绿岩套，代表残留的古洋壳(周新民等, 1989; 邢凤鸣, 1990; Chen et al, 1991; 沈渭洲等, 1992; Li XH et al, 1997)。Li XH et al (1997)认为皖南、赣东北和桂北蛇绿岩形成于新元古代早期(约 900~1000 Ma), 并且在元素地球化学上都具有相似的岛弧特征, 提出了华夏板块与扬子板块之间晋宁期陆-弧-陆碰撞模式。但是葛文春等(2000)认为桂北火山岩及镁铁-超镁铁质岩石不属于蛇绿岩，是新元古代 Rodinia 超大陆裂解的产物。Li ZX et al (1999)报道广西北部超基性与同期的花岗岩为双峰式岩浆活动的产物, 其成因与约 825 Ma 地幔柱活动有关。

皖南地区出露大量年龄约 820~780 Ma 的花岗岩类，其成因与 Rodinia 超大陆裂解有关(Li XH et al, 2003; Li ZX et al, 2003)。伏川基性-超基性岩是否属蛇绿岩，是 Rodinia 超大陆聚合还是裂解过程的产物, 是个引人关注的科学问题。本文对伏川基性-超基性岩分别进行锆石微区 U-Pb 定年、全岩主微量元素分析和 Sr-Nd 同位素分析、矿物氧同位素分析，来探讨其形成和演化的化学地球动力学。

皖南新元古代基性-超基性岩呈 NE 向分布，延长 40 余公里，在伏川出露最完整。主要由三个基本岩性单元组成：(1) 蛇纹岩化超镁铁岩，主要为方辉橄榄岩，其次为纯橄岩；(2) 辉长岩层，包括堆晶辉石岩、辉长岩、富钠闪长岩、石英闪长岩；(3)上覆火山岩组合, 包括枕状细碧岩、角斑岩和凝灰质千枚岩。在野外露头上，它们被构造推覆于歙县花岗闪长岩体上(周新民等, 1989)。本文分析的样品均采自伏川村，岩性包括橄榄岩、辉石岩、辉长岩和细碧岩(枕状玄武岩)。

辉长岩定年锆石无色透明，晶形多为短柱状及不规则角砾状。颗粒较大, 多为 100~200 μm，长/宽比约 1:1。锆石阴极发光较强，多数颗粒具有清晰的宽缓岩浆环带、扇形分带或冷杉叶状分带; 一些颗粒岩浆分带较为模糊，可能遭受后期热液事件影响。锆石形态、CL 特征、U 和 Th 含量及 Th/U 比值都清楚表明锆石为岩浆成因。定年结果得到三组年龄：第一组 $^{206}Pb/^{238}U$ 平均年龄为 891±13Ma；第二组平均年龄为 826±4Ma；第三组平均年龄为 764±10Ma。

U-Pb 年龄约 891Ma 的分析点较少, 锆石多无岩浆分带或具有模糊的分带, 因此辉长岩中约 891±13 Ma 锆石可能为岩浆捕获或继承自原岩中的锆石。大多数锆石的 U-Pb 年龄约为 826Ma，并且锆石多数具有较为清晰的岩浆分带，少数无岩浆分带或模糊的分带，显然为同岩浆结晶锆石，因此 826±4 Ma 代表伏川辉长岩的岩浆结晶年龄。这一年龄与皖南花岗闪长岩的形成年龄 823±8 Ma(Li XH et al, 2003)和 821±7 Ma(吴荣新等, 2005a)是一致的，指示这一时期出现了双峰式岩浆作用。约 764±10 Ma 的分析点在锆石的边部，分析数据仅 2 个，为后期增生锆石。

伏川橄榄岩、辉长岩和细碧岩样品均具有低含量的 TiO_2 (<1.0%)和 P_2O_5 (<0.2%), 相对亏损 Nb 和 Ta, 并且细碧岩微量元素特征类似于弧后玄武岩，表明其岩浆源区类似于弧后盆地环境。全岩化学分析烧失量高达 2.98~12.78%，表明这些岩石经受过强烈的热液蚀变。总体上伏川基性-超基性岩不同岩性的样品具有不同的主微量元素特征, 并且微量元素和 REE 含量差异很大。这些变化特征可能是源区性质、结晶分异和地壳组分加入的共同结果。

根据 t=826 Ma 计算的 $I_{Sr}(t)$值为 0.70324~0.70752。$\varepsilon_{Nd}(t)$值变化范围很大, 为-2.22~+5.72, 反映了不同程度的壳幔混合作用。辉长岩中锆石 $\delta^{18}O$ 值为 4.86‰，略低于正常地幔锆石值 5.3±0.3‰；辉长岩中造岩矿物 $\delta^{18}O$ 值为 0.82~4.32‰，明显低于全球大陆玄武岩的平均 $\delta^{18}O$ 值 6.37‰ (Kyser, 1990)，表明岩石遭受了后期亚固相高温热液蚀变。

根据这些岩石的同位素年代学和地球化学特征，结合区域新元古代岩浆活动记录，我们认为伏川基性-超基性岩不属于蛇绿岩，而是约 825Ma 大陆裂解初期双峰式岩浆活动的产物，其形成与演化的地球动力学过程可简述如下:

(1) 约 1100~880 Ma,华夏板块与扬子板块之间处于洋壳俯冲和板块会聚阶段, 出现了大规模的岛弧岩浆活动, 导致岛弧型岩浆岩在扬子板块东南缘广泛发育, 沿着大陆边缘形成初生地壳。

(2) 约 860~830 Ma, 华夏板块与扬子板块之间板块会聚结束, 并转变为拉张增生型造山带。

(3) 约 825 Ma, 地幔超柱上涌对造山带下伏岩石圈地幔及上覆加厚地壳加热, 产生了前裂谷期双峰式岩浆活动。由岩石圈地幔部分熔融形成约 826±4 Ma 伏川基性-超基性岩; 由初生地壳重熔形成 S 型岩浆岩，包括皖南新元古代花岗闪长岩。皖南花岗闪长岩在冷却过程中遭受了中低温热液蚀变(吴荣新等, 2005a)。由于伏川基性-超基性岩来自原洋壳俯冲带上部地幔楔，其形成环境类似于弧后裂谷盆地，使得伏川基性-超基性岩具有类似于弧后盆地蛇绿岩的岩石学和元素地球化学特点。

(4) 约 780Ma, 幔源岩浆沿裂谷带上涌，发生了广泛的同裂谷期双峰式岩浆活动，同时启动了中上地壳裂谷带高温热液循环。这一时期形成了大量的岩浆岩，包括约 777±9 Ma 石耳山花岗岩。石耳山花岗岩遭受了强烈的高温热液蚀变作用(吴荣新等, 2005b)。在此张性裂谷环境中，伏川基性-超基性岩也受到亚固相高温热液蚀变，使得辉石和斜长石等矿物 $\delta^{18}O$ 值下降，764±10 Ma 可能反映了高温热液蚀变事件时间。

湘西新元古代镁铁质岩的成因：地球化学、年代学和 Nd-Hf 同位素制约

王孝磊[1]，周金城[1]，邱检生[1]，蒋少涌[1]，吴福元[2]，石玉若[3]
1. 内生金属成矿国家重点实验室，南京大学地球科学系，南京，210093
2. 中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029
3. 中国地质科学院地质研究所，北京离子探针中心，北京，10037

新元古代 Rodinia 超大陆的裂解及相关的古气候事件是近年来国内外地质学家研究和探讨的热点。不少学者对于华南在 Rodinia 超大陆演化过程中所处的位置及其所扮演的角色产生了广泛兴趣和争论。讨论的焦点集中于华南是否存在 820-750 Ma 的（超级）地幔柱。问题的核心在于华南那些主要沿扬子周缘分布的前寒武纪岩浆岩的成因。在前期工作的基础上，我们注意到，分布于江南造山带西段的 pre-800Ma 的火成岩不能作为地幔柱作用的产物，与裂解无关，而可能代表了造山过程中早期俯冲、碰撞和后碰撞阶段的岩浆作用。Wang and Li (2003)认为华南在 780-750Ma 存在一期主要裂解事件，那么该裂解事件是否与地幔柱有关？其间产生的基性-超基性岩是否是地幔柱作用的直接产物呢？我们初步的研究（Wang et al., 2004）表明，江南造山带西段湘西镁铁质岩或许能够提供一些有用的信息。

这些镁铁质岩位于湘西雪峰山西缘，从湘西北的古丈、湘西的黔阳到湘西南的通道，呈NNE向断续分布，其岩性以辉绿岩、辉长岩为主，并伴有少量玄武岩和堆晶岩。在该岩带的北端湘西北古丈地区，镁铁质岩被新元古代长安组砂岩沉积覆盖，其时代可以限定华南新元古代长安组冰期的下限。对这些镁铁质岩详细的地球化学研究表明，除堆晶岩外，它们都属碱性玄武岩类，具典型的洋岛玄武岩(OIB)特征。其TiO_2含量较高(1.49–3.46 wt%)；MgO(1.71–13.36 wt%)、Ni(2.90–299.2ppm)和Cr(4.53–666.1ppm)含量变化范围较大，且具有正相关关系，表明橄榄石的分离结晶作用；LREE高度富集($(La/Yb)_N$=9.26–25.29)，无明显Eu异常(Eu/Eu^*=0.77–1.12)；微量元素标准化曲线与OIB比较一致；Nb/La (0.64–1.04)和Zr/Nb(6.12–12.13)比值也类似于OIB。这些地球化学特征表明这些镁铁质岩浆可能来源于软流圈地幔。

分别从黔阳和通道的镁铁质岩中挑选出来锆石，其晶形完好，短柱状，长宽比为 1:2~1:3，U、Th 含量高，Th/U 比值在 1.95~6.34 之间，CL 图像上岩浆环带清晰，是典型岩浆结晶锆石。对黔阳和通道的样品的 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年结果表明，其成岩年代分别为 754.1±3.2 Ma(2σ)和 755±11 Ma(2σ)。由于这些镁铁质岩顺层侵入于板溪群上部五强溪地层中，其年代结果表明板溪群的上限年龄应该在 755Ma 左右，结合前人的年代学工作和我们最近在桂北被丹洲群（相当于板溪群）沉积覆盖的花岗岩定年得到的~800Ma 的年龄，可以限定板溪群的年代应在 ca. 800~750Ma。另外，湘西镁铁质岩带的北端被长安组砂岩沉积覆盖，由此可以制约长安组的时代下限为~750Ma，结合 Zhou et al. (2004)对 Tiesiao 组的定年数据，长安组的时代应在 ca. 750~660Ma 之间，基本与 Sturtian 冰期一致。

同时，我们利用 La-MC-ICP-MS 技术对锆石进行了微区 Hf 同位素分析。采自黔阳和通道的样品中的锆石的$(^{176}Hf/^{177}Hf)_i$分别为 0.282353±0.000032 和 0.282367±0.000027，应该可以代表其原始岩浆的 Hf 同位素比值。通道镁铁质岩εNd(t)比黔阳的更负一些，Nd 模式年龄也相对较高，这可能反映堆晶和地壳混染作用可能轻微改变了通道地区镁铁质岩的 Nd 同位素组成。但是，与 Hf 同位素比值一样，通道和黔阳地区的εHf(t)以及 Hf 模式年龄，也非常一致，分别为 0.9±1.1 和 1.8±0.95 以及 1298±42 Ma 和 1257±37 Ma，这表明二者的岩浆可能具有同一源区。尤其是，黔阳镁铁质岩的εHf(t)值与εNd(t)值(−0.2~2.69)非常一致，表明这些岩浆岩可能来源于一个相对富集的源区，这一点也为远大于其成岩年龄的 Hf 模式年龄（1298±42 Ma）所证实。在εHf(t)- εNd(t)图解上，黔阳和通道镁铁质岩都靠近 EM I，这也与一些微量元素比值对的图解中投影位置相一致。

湘西这些新元古代镁铁质岩在诸多构造判别图解（如 2Nb-Zr/4-Y、Ti/Y-Nb/Y 和 Ti-Zr 图）中均位于板内玄武岩区域。这些具 EM I 型 OIB 特征的碱性玄武岩可能形成于大陆裂谷或洋岛环境，指示了该区的一次裂解事件。这些镁铁质岩在湖南省境内出露面积总共不到 12km^2，从分布范围及出露面积上来看，似乎不具地幔柱岩浆作用的特征。它们的碱性属性也与大多数与地幔柱作用有关的镁铁质岩浆作用不同。它们不应该是地幔柱作用的直接产物。相反，可能是早期碰撞结束后俯冲板片折断，导致下部软流圈岩浆上涌，底侵至下地壳，产生了这些具 OIB 特征的板内镁铁质岩，并在岩浆上升过程中经历分离结晶作用。

大别山腹地浅变质岩层中富硅凝灰质板岩 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄及其地质意义

高天山[1] 汤加富[2] 郑永飞[1]

1. 中国科学技术大学地球和空间科学学院，合肥 230026

2. 安徽省区域地质调查所，合肥 230011

(tsgao@ustc.edu.cn)

超高压变质带中零星分布的浅变质岩是否曾和超高压变质岩一同俯冲到地幔的深度一直是近年来争论的热点。大别山腹地超高压变质带内发现有残存的浅变质火山碎屑岩，被二云斜长片麻岩包裹，呈大小不等的捕虏体分布(汤加富等, 1995)。在岳西县港河浅变质岩中发现了呈“脉状”产出的含柯石英榴辉岩(高天山等, 1997)。不少学者对该浅变质岩层的岩石学特征、沉积构造环境和年代学都进行了研究，引起了地质同行的高度关注，同时也引起较大的争议。有的学者认为“浅变质岩片”是一套强变形细粒化和构造重结晶的“糜棱岩”，其原岩是超高压变质带内常见的区域“花岗片麻岩”、榴辉岩和大理岩(翟明国等, 1999)；有的学者肯定了大别山造山带浅变质岩层的存在，认为是扬子板块向北俯冲过程中形成的构造加积楔(周建波等, 2001a, b; Zheng et al., 2005)。还有的学者认为浅变质火山-碎屑岩层与超高压岩层“共生”，表明该岩石曾与超高压岩片一同俯冲至 100 km 的地幔深处(Dong et al., 2002; Oberhansli et al., 2002; Schimid et al., 2003)。这一问题的解决对认识俯冲过程中岩石在超高压状态下的行为和造山带大地构造背景具有重要的意义。

本研究通过港河浅变质火山岩全岩样品进行 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年，试图对这种低级变质岩的成因和变质过程提供同位素年代学制约。测试样品岩性主要为富硅凝灰质板岩，保存较好的粒序层理、板底冲刷构造等沉积构造。样品港河-1 的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄为 783.27±0.89Ma，$^{39}Ar/^{36}Ar$-$^{40}Ar/^{36}Ar$ 等时年龄为 784.97±4.7Ma(MSWD=0.37)，初始 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 比值为 280.2±31.7。样品碧溪岭-1 的坪年龄为 771.03±0.55Ma，$^{39}Ar/^{36}Ar$-$^{40}Ar/^{36}Ar$ 等时年龄为 769.49±3.12Ma(MSWD=0.57)，初始 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 比值为 308.9±16.67。这两个样品的 Ar-Ar 坪年龄与等时年龄基本一致，反映了所测样品的年龄真实可靠，坪年龄代表了富硅凝灰质板岩的形成时代。另一方面，它们的初始 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 比值与大气 Ar 同位素比(295.5±5 基本一致，表明所测试样品中无显著的过剩氩或氩的丢失，即测试结果受过剩 ^{40}Ar 的影响很小，坪年龄准确可信。

因样品中硅质含量达不到硅质岩要求，并会有一些陆源与火山碎屑物(粘土质矿物)，因此造成 ^{39}Ar 含量较高，因此上述坪年龄和等时线年龄包含有纯硅质成分和火山碎屑(粘土质成分)两者的贡献。但由于上述样品采集处岩石变质轻微，主要为硅质与少量的凝灰质组份，局部见绢云母，长石和石英雏晶，未显示明显的热变质作用影响，上述年龄应代表该岩石形成年龄的下限，即形成时限应早于 769-785Ma，对应新元古代中期南华纪。上述年龄值与港河浅变质岩层中采用单颗粒锆石蒸发法 Pb-Pb 年龄 745~802Ma 和全岩 Sm-Nd 等时线年龄 790±19Ma (Dong et al.，2002)基本一致。

Oberhansli et al.(2002)曾对该区进行过构造地质学研究，根据浅变质火山-碎屑岩层保存完好的枕状熔岩边部杏仁沉积韵律层理等原生火山岩结构，以及与超高压变质岩层“共生”这一事实，认为该岩层不但俯冲至 100 km 的地幔深处，而且能完好的返回到地表。他们假设枕状熔岩中杏仁体的保存是由局部块体成分低级反应、流体不活动(流体保存在杏仁中)和缺少高级反应的塑性变形造成的；火山岩层经历了柯石英相的超高压进变质作用过程。而据我们的观察和研究，Oberhansli et al.(2002)所称的枕状熔岩已是由石榴石、绿辉石和角闪石条带及榴辉岩构成，边部的杏仁体成分主要为黝帘石类矿物。如果火山岩层经历了柯石英相的超高压进变质作用之后(俯冲深度＞100km)，再完整的折返回地表，火山灰和一些泥质成分层能完好的保存下来，从变质作用和动力学角度来说是不可能的。

本次获得的 Ar-Ar 年龄也证明该浅变质火山-碎屑岩层并未受到三叠纪明显的热变质事件的影响。超高压变质岩与浅变质岩石之间的变质相不相容性，且又“共生”在一起，最“合理”的解释是“构造混杂”。

大别山腹地港河地区浅变质火山-火山碎屑岩层形成时代为新元古代中期南华纪，可与扬子板块北缘南华纪火成岩系列相对比。本次获得的 Ar-Ar 年龄表明该浅变质火山-碎屑岩层并未受到三叠纪的热变质事件的影响，因此在扬子板块向华北板块俯冲过程中并未发生深俯冲，而是扬子板块俯冲过程中刮削下来的构造加积楔。

参考文献

汤加富，钱存超，高天山. 1995. 大别山区榴辉岩带中浅变质火山碎屑岩组合的发现及其地质意义. 安徽地质，5(2): 29-36

董树文，王小凤，黄德志. 1996. 大别山超高压变质带浅变质岩片的发现及意义. 科学通报，41(9): 815-820

高天山，汤加富，周存亭等. 1997. 大别山区低绿片岩相火山碎屑岩中榴辉岩脉的发现. 科学通报，42(16): 1758-1761

翟明国，江来利，王清晨等. 1999. 关于在大别山超高压变质带内发现浅变质岩片的讨论. 科学通报，44(14): 1560-1568

周建波，郑永飞，李龙等. 2001a. 大别-苏鲁超高压变质带内部浅变质岩. 岩石学报, 17(1): 39-48

周建波，郑永飞，李龙等. 2001b. 扬子板块俯冲的构造加积楔. 地质学报, 75(3): 338-352

Oberhansli R., Martinotti G., Schimid R. et al. 2002. Preservation of primary volcanic textures in the ultrahigh-pressure terrain of Dabie Shan. Geology, 30: 699-702

Dong S.W., Oberhansli R., Schimid R. et al. 2002. Occurrence of metastable rocks in deeply subducted continental crust from the Dabie mountains，central China. Episodes, 25: 84-89

Schmid R. Romer R.L., Franz L., Oberhaensli R. and Martinotti G. 2003. Basement-cover sequences within the UHP unit of the Dabie Shan. Journal of Metamorphic Geology, 21: 531-538

Zheng Y.-F., Zhou J.-B., Wu Y.-B.et al. 2005. Low-grade metamorphic rocks in the Dabie-Sulu orogenic belt: A passive-margin accretionary wedge deformed during continent subduction. Intern. Geol. Rev., 47: 851-871

荣成地区高 ^{18}O 的 M 类榴辉岩的原岩

储雪蕾　郭敬辉　黄晶　范宏瑞　金成伟
中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029

大别-苏鲁地区出露的超高压变质岩，如榴辉岩、硬玉石英岩、大理岩等被认为来自俯冲的扬子板块，从榴辉岩、超基性岩及围岩片麻岩，甚至北大别和苏鲁北部的一套浅变质岩的锆石 U-Pb 年龄来看，它们集中在 800～740Ma，无疑反映扬子板块的那一时期双峰式岩浆作用。有趣的是，这个年龄段的锆石又普遍具有低 ^{18}O 特征，因此前人认为它们经历过新元古代的“雪球地球”事件，这是典型的我国南方扬子板块的地质事件记录。根据大别-苏鲁地区大理岩的碳氧同位素组成，人们也确定它们的原岩是扬子板块沉积的震旦系海相碳酸盐岩，这套碳酸盐岩在扬子地区十分发育。其依据之一就是大别山-苏鲁地区的大理岩具有较高的$\delta^{13}C$ 值（大约＋2～＋6‰），与扬子板块陡山沱组和灯影组海相碳酸盐岩接近。遗憾地是，对荣成地区产自大理岩中的 M 类榴辉岩的原岩人们一直存在着争论。争论的焦点是这些榴辉岩的原岩究竟是沉积的泥岩还是火成岩？这不仅关系到 M 类榴辉岩的原岩恢复，也关系到这些高 ^{18}O 的榴辉岩的成因解释。

通过几年来对扬子板块多个震旦系地层剖面的野外考察与碳氧同位素研究，我们认为荣成地区经历过超高压变质的大理岩原岩应为扬子地区陡山组的海相碳酸盐岩。除了前人的证据外，我们给出以下地质与地球化学证据：

1） 荣成杨官屯的大理岩的$\delta^{13}C$ 值实际测定均为负值，在-0.2～-5.2‰，相当于三峡地区剖面的陡山沱组底部帽碳酸盐岩段或陡山沱组顶部与灯影组交界段。它不像大别山地区双河的大理岩，具有明显高的 ^{13}C 值。

2） 上述两段陡山沱组碳酸盐岩都有不同程度的硅化层，与杨官屯的大理岩中硅化条带相似。

3） 在陡山沱组这两段发现几层火山灰夹层，这正是形成薄层状展布的 M 类榴辉岩的物质。目前还没有在陡山沱组其它层位发现这种火山灰夹层。

通过以上证据，我们限定荣成地区出露有 M 类榴辉岩的围岩大理岩其原岩为陡山沱组底部或顶部的海相碳酸盐岩，M 类榴辉岩的原岩物质为夹层中的火山灰物质，这与 M 类榴辉岩的化学成分和产状是完全吻合的。

三峡地区陡山沱组底部及顶部的几层火山灰夹层都能够选出锆石。国内外新发表的锆石 U-Pb 年龄（TIMS 和 SHRIMP）数据表明，陡山沱组底部靠近南沱-陡山沱组界线附近的年龄集中在 630Ma 附近，而顶部陡山沱-灯影组界限的年龄在 550Ma 附近。然而，荣成 M 类榴辉岩中的锆石 U-Pb 年龄为 229Ma（唐俊等, 2004），为变质年龄，表明所测锆石是在变质过程中形成或原岩浆锆石的 U、Pb 体系被彻底地改造。

更重要的是，我们采集了三峡地区九曲脑和黄牛顶两个剖面陡山沱组顶部的火山灰夹层并完成这些样品的全岩氧同位素分析，分别获得＋19.11‰和＋16.99‰的高值，这意味着这些火山物质落入新元古代的古海洋曾与海水发生过低温下的氧同位素交换。我们的工作进一步证实了荣成地区 M 类榴辉岩的原岩非常可能就是来自扬子板块北缘震旦系陡山沱组中的火山灰夹层，同时 M 类榴辉岩的高 ^{18}O 继承了原发生低温蚀变沉凝灰岩高 ^{18}O 的特征，这为荣城地区 M 类榴辉岩及围岩大理岩的来源提供了新的佐证。

本研究受 973 项目“大陆深俯冲作用”（G19990755502）和中国科学院知识创新重要方向项目（KZCX3-SW-141）联合资助。

参考文献

唐俊、郑永飞、吴元保等，2004，胶东地块东部变质岩锆石 U-Pb 定年和氧同位素研究，岩石学报，20（5）：1039－1062.

扬子陆块俯冲过程中的地壳拆离：胶北地体不纯大理岩锆石 U-Pb 年龄和矿物碳氧同位素证据

唐俊，郑永飞，吴元保，龚冰
中科院壳幔物质与环境重点实验室，中国科学技术大学地球和空间科学学院，合肥，230026
(juntang@mail.ustc.edu.cn)

胶东地块位于山东省东部，郯庐断裂东侧。以五莲－烟台断裂为界，可将胶东地块进一步分为东部地区和西部地区两部分。多数学者认为胶东地块西部(即胶北地体)归属于华北陆块南缘，而胶东地块东部属于扬子陆块北缘，是大别－苏鲁造山带的东延部分。虽然目前对苏鲁造山带板块缝合线的具体位置还存在着不同认识，但多数学者认为应该在五莲－烟台断裂附近。本文对胶北地体南墅地区和禄格庄地区粉子山群不纯大理岩作了详细的岩相学研究、SHRIMP 锆石 U-Pb 定年和大理岩碳氧同位素分析。结果发现新元古代中期岩浆锆石、三叠纪变质锆石和大理岩碳同位素正异常现象，表明粉子山群不纯大理岩的原岩沉积时代为新元古代中期，并经历了三叠纪变质作用。

1. 胶北地体构造归属

胶北地体前寒武纪变质岩以晚太古代 TTG 片麻岩和古元古代粉子山群变质沉积岩为主。采用 LA-ICPMS 法锆石 U-Pb 定年技术，获得胶北地体 TTG 片麻岩和斜长角闪岩透镜体的原岩时代分别在 2.7Ga(2692±14Ma、2691±12Ma 和 2696±10Ma)和 2.5Ga(2506±18Ma)左右，Nd 模式年龄在 3.0～2.9Ga 左右，这些特征均与华北陆块非常相似。胶北地体 TTG 片麻岩的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值 1.6 也与华北陆块多数 TTG 片麻岩的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值+2~+4(Wu et al.，2005)比较接近。此外，胶北地体 1.7～1.8Ga 左右的变质时代也与整个华北陆块的变质时代一致，尤其是胶北地体中压麻粒岩相变质年龄 1794±41Ma 与中央造山带中～1.8Ga 高压麻粒岩变质时代非常接近(Guo et al.，2002，2005)，而且最近在中央造山带中高压麻粒岩附近发现同样有中压麻粒岩分布(O'Brien et al.，2005)。根据上述特征，本文认为胶北地体应该归属于华北陆块南缘。

2. 粉子山群不纯大理岩构造归属

古元古代粉子山群变质沉积岩系分布于胶北地体的南部和北部，位于五莲－烟台断裂北侧或西北侧数~数十公里。南墅和禄格庄地区的粉子山群是一套经历了强烈变形和以高级变质作用为主的变质沉积岩系，主要岩性为大理岩、石榴矽线黑云片岩、石墨片麻岩和透闪岩等。采用 SHRIMP 法获得的 2 个粉子山群不纯(橄榄)大理岩样品中岩浆锆石的结晶年龄分别为 813±37Ma 和 769±48Ma，一个谐和年龄为 767±38Ma，代表大理岩中火山岩夹层的岩浆喷发时间，同时也指示不纯大理岩的原岩沉积时代应该是新元古代中期。这一期岩浆活动时间和大别－苏鲁造山带中多数超高压变质岩的原岩时代一致(Zheng et al.，2003，2004)。2 个不纯大理岩样品锆石 U-Pb 不一致线下交点年龄分别为 238±75Ma 和 215±48Ma，代表不纯大理岩变质作用时间，同时也指示粉子山群沉积岩遭受高级变质作用时间应该是印支期，这一期变质时代也与大别－苏鲁造山带超高压变质年龄完全一致(Zheng et al.，2003，2004)。

粉子山群不纯大理岩的 $\delta^{13}C$ 值为-0.93～5.56‰，$\delta^{18}O$ 值为 12.86～23.82‰，不纯大理岩原岩具有明显的碳同位素正异常。不纯大理岩中的硅酸盐矿物 $\delta^{18}O$ 值高达 13.37～15.82‰，并与共生的碳酸盐矿物处于高温变质平衡，表明其原岩为海相火山沉积。不纯大理岩的碳同位素正异常不仅与扬子陆块震旦系陡山沱组和灯影组海相灰岩的碳同位素组成(Lambert et al.，1987；Wang et al.，1996；Shen，2002)非常相似，也与大别超高压地体中未遭受过高温水岩相互作用的新元古代大理岩的碳同

位素组成(Zheng et al.，1998；Rumble et al.，2000)比较一致。

结合不纯大理岩锆石 U-Pb 年龄结果以及大理岩碳同位素正异常特征，本文认为粉子山群不纯大理岩原岩(不纯灰岩)沉积时代应该是新元古代，其原岩沉积环境并非位于华北陆块，而是位于扬子陆块，可能对应于扬子陆块边缘新元古代中期裂谷盆地。因此应该将不纯大理岩从粉子山群分离出来并单独建立一个地层单位。

3. 扬子陆块俯冲过程中的地壳拆离模式

新元古代岩浆活动是目前用来区分华北板块和扬子板块的一个重要依据(Wan and Zeng，2002)。已有的研究认为，大别-苏鲁超高压变质带新元古代岩浆活动形成于扬子陆块北缘的大陆裂谷环境，与 Rodinia 超大陆裂解和全球性冰川事件发生的具有准同时性(Zheng et al.，2003，2004)。对粉子山群变质沉积岩的古地理环境和沉积岩相研究表明，碳酸岩系中存在着火山活动旋回，指示大理岩原岩沉积于相对不稳定的裂谷环境(林文蔚等，1998)。所以本文推测粉子山群不纯大理岩的原岩很可能形成于扬子陆块北缘新元古代裂谷盆地环境，而不纯大理岩的高级变质作用也是由三叠纪扬子陆块与华北陆块之间的俯冲碰撞事件所引起。另外，粉子山群大理岩层内部断裂非常发育，出露不全(山东省地质矿产局，1991)，岩石薄片中白云母解理面弯曲并具波状消光，表明不纯大理岩曾经遭受到强烈的应力作用。因此本文认为，粉子山群不纯大理岩应该归属于扬子陆块，但在三叠纪扬子陆块俯冲过程中，不纯大理岩作为盖层从俯冲陆壳基底岩石中被剥离下来，并向北推覆了数十公里，从而直接覆盖在华北陆块南缘前寒武纪变质结晶基底之上。

地壳拆离(crustal detachment)是大陆俯冲和碰撞过程中常见的一种构造形式(e.g. Oxburgh，1972；Price，1986；Ellis et al.，1988；Stockmal et al.，1990；Li et al.，1994；Lin et al.，1994；Zheng et al.，2005)。在陆壳俯冲过程中，由于上地壳沉积盖层比重较轻，浮力较大，而且沉积盖层与结晶基底岩石之间存在着构造应力薄弱面，所以沉积盖层可以从正在俯冲的陆壳基底岩石中被剥离下来。在持续应力作用下，沉积盖层还可以向俯冲带上盘仰冲数公里或数十公里，并直接覆盖在上盘岩石之上。除此之外，俯冲的陆壳表层如果在浅部被刮下来，还可以沿着板块缝合线一带形成被动陆缘构造加积楔(Zheng et al.，2005)。

On The Nature and Timing of Crustal Thickening in Southern Tibet
論藏南地殼增厚發生的時間和可能機制

鍾孫霖 [1] 劉敦一 [2] 季建清 [3] Suzanne Y. O'Reilly[4] 張旗 [5]

朱美妃 [1] 宋彪 [2] N.J. Pearson[4] 李通藝 [6] 羅清華 [1]

1 台灣大學地質科學系，台北 10699

2 中國地質科學院地質所北京離子探針中心，北京 100037

3 北京大學地球與空間學院，北京 100037

4 GEMOC, Macquarie University, NSW 2109, Australia

5 中國科學院地質與地球物理研究所，北京 100037

6 台灣師範大學地球科學系，台北 106

Rising as "the roof of the world" Tibetan plateau is underlain by the thickest continental crust on Earth. How and when was this crust formed, which would have exerted pivotal controls to the formation of the plateau, has long been a subject of debates. Here, based on our study of collision-type adakites and associated igneous rocks from southern Tibet, we demonstrate that the Tibetan crust experienced a major phase of tectonic thickening between about 40 and 30 Myr ago in this region. The lower part of the thickened crust consisted prevailingly of mafic lithologies, which our new data suggest to have resulted from intense basaltic underplating and remelting that occurred during Late Cretaceous and mid-Eocene time owing to the Neotethyan subduction, a process responsible for not only the juvenile crust production but also creation of a thermally softened lithosphere. Subsequent collision between India and Asia, therefore, caused distributed lithospheric thickening with formation of an orogenic root beneath southern Tibet. Root foundering that took place during the Oligocene gave rise to the adakitic magmatism, regional uplift, and onset of northward underthrusting of the Indian plate that has since played a role in forming the entire Tibetan plateau. This study with emphasis on preexisting lithospheric controls to the Tibetan-Himalayan evolution has implications for not only the continental tectonics in Asia but also global orogenesis related to continental or terrane collisions. During terrane assemblages such as those formed the Asian continent, foregoing magma processes including underplating and remelting in the lower crust may have served as a common, rather than occasional, mechanism to effectively soften/weaken the continents involved and cause viscous instead of rigid intraplate deformation.

元素不相容性序列

孙卫东
中国科学院广州地球化学研究所，广州 1131 信箱，510640

孙贤鈥先生在铅同位素和元素地球化学方面做出了卓越的贡献，其中元素不相容性序列是他最为重要的工作之一，其代表作 Sun and McDonough 1989[1]目前已经被 SCI 论文引用 3000 余次。为了纪念孙贤鈥先生，我谨此对前人的工作进行概述并简要介绍一下自己在这方面的一些初步的工作。

元素的不相容性在这里指的是元素在矿物/融体之间的分配系数。分配系数越小元素的不相容性越强。元素不相容性序列就是将元素按不相容性由大到小排列。这是地球化学研究的重要基础。事实上，很多地球化学现象都可以解读为元素不相容性序列的特例。例如以元素不相容性序列为基础的蛛网图是最为广泛应用的地球化学图解之一；而著名的 Sr-Nd 同位素地幔序列[2, 3]实际上是因为放射性母体 Rb 比其子体 Sr 更不相容，与此相反放射性母体 Sm 比其子体 Nd 更相容。再如，很多被广泛用来反映源区特点的元素比值：Nb/U，Ce/Pb，Nb/Ta[4-6]等，则是利用不相容性接近的元素对在岩浆过程中比值保持不变的原理。因此元素不相容性序列对地球化学研究具有十分重要的意义。

目前普遍采用的元素不相容性序列是孙贤鈥先生与 Bill McDonough 于 1989 发表的元素在洋中脊玄武岩 (MORB) 和洋岛玄武岩 (OIB)中的序列：Cs ≈ Rb (≈ Tl) ≈ Ba (≈ W) > Th > U ≈ Nb = Ta ≈ K > La > Ce ≈ Pb > Pr (≈ Mo) ≈ Sr > P ≈ Nd (> F) > Zr = Hf ≈ Sm > Eu ≈ Sn (≈ Sb) ≈ Ti > Dy (≈ Li) > Ho = Y > Yb > Lu[1]。上述序列是在统计大量样品的基础上，将富集型样品与亏损型样品进行比较得出的。

近年来，微量元素分析技术得到了大幅度的提高，为我们加深对元素不相容性的认识提供了基础。作者利用大量 MORB 玻璃的 LA-ICPMS 分析结果，系统地验证了孙贤鈥先生与 Bill McDonough 给出的元素不相容性序列，并详细讨论了岛弧火山岩与 MORB 的差异以及 Re，Au，Cl 等元素的不相容性。结果发现尽管 80 年代分析技术落后，他们给出的元素不相容性序列是非常准确的；绝大多数元素在基性岛弧火山岩中的性质与在 MORB 中的接近。

[1] S.S. Sun and W.F. McDonough, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes, in: Magmatism in the ocean basins., A.D. Saunders and M.J. Norry, eds., Geological Society Special Publications 42, pp. 313-345, Geological Society of London, London, United Kingdom, 1989.

[2] R.K. O'Nions, N.M. Evensen and P.J. Hamilton, VAriations in 143Nd/144Nd and 87Sr/88Sr ratios in oceanic basalts, Earth and Planetary Science Letters 34, 13-22, 1977.

[3] D.J. DePaolo and G.J. Wasserberg, Nd isotopic variations and petrogenetic models, Geophysical Research Letters 3, 249-252, 1976.

[4] A.W. Hofmann, K.P. Jochum, M. Seufert and W.M. White, Nb and Pb in oceanic basalts; new constraints on mantle evolution, Earth and Planetary Science Letters 79(1-2), 33-45, 1986.

[5] A.W. Hofmann, Mantle geochemistry; the message from oceanic volcanism, Nature 385(6613), 219-229, 1997.

[6] W.F. McDonough, Partial melting of subducted oceanic crust and isolation of its residual eclogitic lithology, Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A 335, 407-418, 1991.

西天山石炭纪火山岩 Sr－Nd 同位素地球化学特征*

朱永峰 郭璇 周晶
北京大学，地球与空间科学学院，北京 100871 (E-mail: yfzhu@pku.edu.cn)

在西天山地区广泛出露一套石炭纪火山—沉积岩（大哈拉军山组，图 1a），它由上部的凝灰岩夹砂岩－灰岩和下部的安山玢岩、流纹岩夹凝灰岩和火山角砾岩组成（新疆地质矿产局，1993）。对该火山岩开展的地球化学研究表明，这套火山岩是西南天山古洋壳俯冲到伊犁－中天山板块之下形成大陆弧的组成部分（朱永峰等，2005）。石炭纪期间，西天山火山活动强烈，沿那拉提山北坡向东一直延伸到艾肯达板一带，形成巨厚的火山—沉积建造（大哈拉军山组）。虽然大哈拉军山组火山—沉积建造覆盖在元古宙或志留系变质岩上，但沉积物的性质差别很大（朱永峰，何国琦，2004）。在西南天山地区出露的大哈拉军山组火山－沉积岩剖面上，火山岩占主要地位（>85%）。在新源县城以南的那拉提山北坡出露的石炭纪火山岩仍然以火山熔岩（玄武岩和粗面安山岩为主，玄武岩的锆石 SHRIMP 年龄为 354Ma）夹火山角砾岩为主，海相沉积岩所占的比例低于 30%。拉尔敦达坂一带出露的石炭纪火山岩主要由粗面安山岩－粗面岩（锆石 SHRIMP 年龄为 313Ma）和流纹岩组成（朱永峰等，2005）。位于这些火山岩剖面之上的石炭纪火山岩的 K－Ar 年龄为 290～306Ma（阿吾拉勒山，赵振华等，2004）。在拉尔敦达坂东部的小布鲁斯台—巴仑台—莫托萨拉地区，早石炭世的沉积为马鞍桥组的磨拉石建造（近东西延伸 100 多公里，缺失火山岩），角度不整合覆盖在元古宙巴仑台群变质岩上。西天山地区的地质演化用示意图表示出来（图 1b）。古南天山洋大约从志留纪开始向北俯冲到伊犁板块之下，早石炭世在伊犁板块南缘形成了大陆弧，大哈拉军山组火山岩就是这个大陆岛弧的岩石学记录。

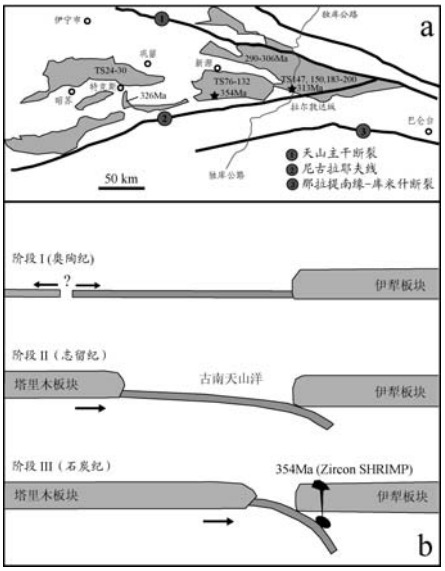


图 1　a）西天山地区的构造框架图，图中标出了石炭纪火山－沉积岩的分布地区以及同位素年龄，同时也标出了本文所研究样品的产地；b）西天山的地质－构造演化模式图，古南天山洋向北俯冲到伊犁板块之下，在伊犁板块南缘形成了大陆火山岛弧。

西南天山石炭纪火山岩在 TAS 图解上从玄武岩沿粗面质系列连续变化到流纹岩。火山岩主要属于高钾系列和中钾系列岩石，少数粗面安山岩和粗面岩样品属于钾玄质系列。西天山火山岩富集大离子亲石元素和轻稀土元素，亏损高场强元素和重稀土元素。Sm－Nd 同位素数据散布在 $^{143}Nd/^{144}Nd$－$^{143}Sm/^{144}Nd$ 图解中，新源城南的中酸性火山岩样品与玄武岩没有构成等时线关系。在 $^{87}Sr/^{86}Sr$－$^{87}Rb/^{86}Sr$ 图解中，拉尔敦达坂出露的粗面英安岩－流纹岩可以构成一条假等时线，接近该火山岩中锆石的 SHRIMP 年龄（313Ma，朱永峰等，2005）。拉尔敦达坂的粗面英安岩－流纹岩和新源县城南的粗面安山岩－流纹岩具有相对高且变化范围大的 $^{87}Rb/^{86}Sr$ 比值，玄武岩的 $^{87}Rb/^{86}Sr$ 比值低且变化很小。西天山火山岩中玄武岩的ε_{Nd}值在＋3.04 至－0.22 之间变化，中酸性火山岩的ε_{Nd}值在＋4.29～＋0.32 之间变化。

*国家重点基础研究发展规划“中国西部中亚型造山与成矿”2001CB409802 课题和国家自然科学基金项目（批准号 40342018）资助

不同地区不同时代火山岩的同位素组成差别很大。与分布在新源城南的早石炭世火山岩（354Ma，该地区最早喷发的火山岩）相比，出露在拉尔敦达坂一带的晚石炭世中酸性火山岩（313Ma，该地区最早喷发的火山岩）具有明显偏高的初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 同位素比值。如果比较两个地区的中酸性火山岩，会发现它们的 Sr－Nd 同位素特征差别也很大（图 2）。拉尔敦达坂一带的晚石炭世中酸性火山岩具有明显偏高的ε_{Nd}值（＋2.68～＋4.29）和较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 同位素比值（0.7146～0.7221），分布在其西边约 100 公里的新源城南的中酸性火山岩具有较低的ε_{Nd}值（－0.22～＋0.32）和变化较大的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 同位素比值（0.7067～0.7146）。这种差别显然不是同一种岩浆演化的结果（两地相距 100 多公里，火山喷发时间相差～40Ma，它们不可能是同一岩浆事件的产物），而应该代表不同的岩浆源区。

比较新源城南火山岩剖面中玄武岩和中酸性火山岩的同位素组成特征就会发现，中酸性火山岩具有相对低的ε_{Nd}值（－0.22～＋0.32）和高且变化大的初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 同位素比值（0.7067～0.7146），而玄武岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 同位素比值低且变化范围很小（0.7055～0.7065），ε_{Nd} 值高但变化范围大（＋3.04～＋0.89）。样品 TS191 具有特别高的 $^{87}Rb/^{86}Sr$ 同位素比值（16.66）和很高的ε_{Nd}值（＋4.29）。流纹岩样品 TS131 由于具有比较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值而落在 $^{87}Sr/^{86}Sr$～ε_{Nd} 图解的地幔域之外（图 2）。因此，新源城南出露的流纹岩可能具有与其下伏粗面安山岩－玄武岩完全不同的成因。相对较低的ε_{Nd}值以及很高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值表明，流纹岩应该是大陆地壳物质部分熔融的产物，而非地幔楔部分熔融的结果。

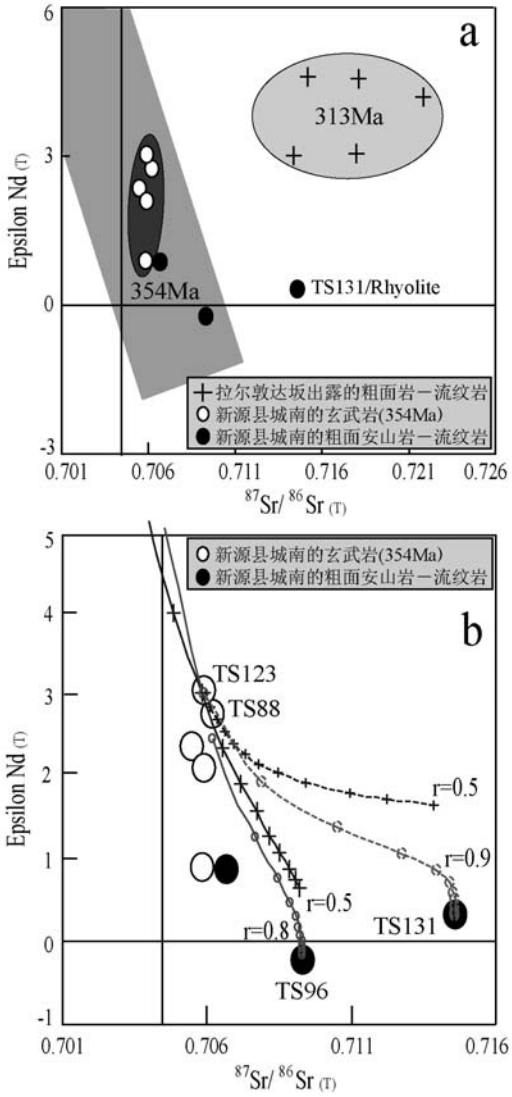


图 2　a）西天山火山岩的 Sr－Nd 同位素变化图解；b）AFC 模拟计算结果（玄武岩中 Sr 和 Nd 的分配系数依据 White（2000）。依据显微镜观察结果，假定玄武岩中结晶分异矿物相的比例关系为：Opx:Cpx:Pl = 0.05:0.65:0.30）

微量元素模拟计算表明，玄武岩样品 TS123 代表最初始的岩浆（其部分熔融程度仅～3%，其它玄武岩样品所对应的部分熔融程度为 7～11%，朱永峰等，2005）。如果假定 TS123 代表早石炭世火山岩的“初始”岩浆（ε_{Nd} =＋3.04，Nd = 20.55 ppm；初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值为 0.7059，Sr = 813.3 ppm），用流纹岩样品 TS131 作为地壳成分端元，则无法用 AFC 模式模拟新源城南的火山岩样品（图 8b，只有一个玄武岩样品 TS88 落在 AFC 演化线上）。用原始地幔的同位素组成作为岩浆端元也得到同样结果。原始地幔与以粗面安山岩样品 TS96（ε_{Nd} =－0.22，Nd = 26.59 ppm，初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值为 0.7096，Sr =235.1 ppm）为地壳端元组分的 AFC 模拟曲线虽然相对比较靠近部分玄武岩样品，但终究无法模拟这些玄武岩以及粗面安山岩的 Nd－Sr 同位素地球化学特征（图 8b）。这些模拟计算表明，该地区出露的粗面安山岩和玄武岩不是地幔岩浆与大陆地壳物质发生 AFC 过程的结果。因此，地幔楔之上的大陆地壳物质对岩浆地球化学性质的影响甚微。玄武岩之上的粗面安山岩样品（TS97）由于具有

相对较高的 Sr 同位素初始比值（0.7067），可能反映了地壳物质对幔源岩浆的混染。位于火山岩剖面上部的流纹岩样品 TS131 具有极高的 Sr 同位素初始比值（0.7146）和较低的ε_{Nd}值（＋0.32），应该是地壳物质部分熔融的产物而不是基性岩浆结晶分异的结果。

伊犁板块南缘在早石炭世所处的大地构造背景自西到东差别很大。在这一近东西延伸～1000 公里的造山带中，火山活动在西部发育，向东逐渐减弱并最终消失。在西部形成火山—沉积盆地（早石炭世大哈拉军山组）的同时，在东部却发育一套陆相碎屑岩沉积（马鞍桥组的磨拉石建造）。因此，伊犁板块南缘在早石炭世所处的大地构造环境是变化的：从东部的稳定陆内环境到西部的大陆岛弧环境。东部地区缺失早石炭世火山岩（仅出露晚石炭世火山岩）。分布在东部地区的粗面英安岩－流纹岩具有与出露在其西部的火山岩完全不同的 Sr－Nd 同位素组成，这表明在晚石炭世时期，东部地区的火山活动具有与西部地区完全不同的大地构造属性以及岩浆成因。

主要参考文献

车自成等. 1994. 中天山造山带的形成与演化。北京，地质出版社，135 页。

何国琦等. 1994. 中国新疆古生代地壳演化及成矿。新疆人民出版社, 430 页.

新疆地质矿产局. 1993. 新疆维吾尔自治区区域地质志。北京，地质出版社.

赵振华，等，2004. 西天山北部晚古生代火山－浅侵位岩浆岩 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 同位素定年. ***地球化学*** 32（4）：317－327

朱永峰，何国琦. 2004. 西南天山大地构造框架与早石炭世火山活动. 见：何国琦、徐新主编. 中国新疆天山地质与矿产论文集. 北京：地质出版社，29－39

朱永峰等，2005. 西天山石炭纪火山岩 SHRIMP 年代学及其微量元素地球化学研究. ***科学通报*** (印刷中).

Zhu YF, et al, 2001. Permian volcanism in the Mongolian orogenic zone, northeast China: geochemistry, magma sources and petrologenesis. ***Geological Magazine*** 138: 101-115.

Zhu YF, Ogasawara Y. 2002. Carbon recycled into deep Earth: evidence from dolomite dissociation in subduction-zone rocks. ***Geology,*** 30: 947-950

Zhu YF, Ogasawara Y. 2004. Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokchetav UHP massif, North Kazakhstan. ***Journal of Asian Earth Sciences*** 22: 517-527.

Zircons from the rodingite of serpentinite complex, Western Tianshan: Mineral chemistry and the U-Pb ages

Li, X.P.[5], Zhang , L. F.[2], Ai, Y.L.[2], Qu, J.F.[2], Song, B.[3] & Liu, X.M.[4]

[1]School of the Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China
[2]School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China
[3]Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China
[4]The Key Laboratory of Continental Dynamics, Northwest University , X i'an 710069, China

Tianshan rodingite derives from eclogite enclosed in the ultramafic rocks of Changawuzi ophiolites in the Southwestern Tianshan ophiolitic mélange. Serpentinized ultramafic rocks occur together with interlayered south-dipping blueschists and greenschists in Changawuzi ophiolites suggesting a relict Silurian oceanic crust. Rodingites contain a mineral assemblage of prehnite, clinozoisite, hydrogrossular, diopside, vesuvianite and chlorite. The rodingitization started at 370 ~ 410 °C / 6.5 ~ 8.5 kbar, while pervasive rodingitization took place under conditions of 200 ~ 350 °C / 2 ~ 6 kbar. With the aim to link zircon composition with rodingitization and thus hydrothermal conditions, different generations of zircon from rodingtic rocks were analysed for trace elements using LA-ICP-MS and SHRIMP ion microprobe.

Cathodoluminescence reveals that the most zircon grains from the intensely rodingitized rock consist of distinct rim and core. The jagged cracks cross zircon rim, showing clear fluid channels to the core. A well defined group ^{206}Pb / ^{238}U age of 422 ± 10 Ma (2 sigma) from rims of zircon shows an age of middle Silurian, suggesting the hydrothermal metamorphic age of Silurian oceanic crust. The ages from cores of zircons in rodingites vary from 422 Ma to 291 Ma, implying a continuous fluid alteration to the core of zircon during exhumation and giving mixed ages. REE patterns obtained by LA-ICP-MS analyses from zircons of the rodingite are also variable from recrystallized core to the zircon rim, which are clearly correlated to the extent of hydro-metamorphic overprint. The higher the total amount of REE present in the core of the zircon, the younger its apparent age. The lower boundary of the core age was constrained by single grain zircons in the rodingite, which have no zoning texture observed. These single grain zircons around 291 Ma are hydrothermal zircons, formed during pervasive rodingitization, and the age correspondingly represents the event of intensive rodingitization during the collision of the Tarim and Yili–Central Tianshan plate. Zircons newly formed during pervasive rodingitization reflect a Late Paleozoic event, in which the dehydration of a subducted slab lead to arc magmatism and low-P granulite-facies metamorphism with SHRIMP U-Pb zircon ages of 290-280 Ma in the northern belt, and provided abundant fluid for rodingitization in the exhuming HP terrane.

Reference

LI, Q. & ZHANG, L. (2004): The PT path and geological significance of low-pressure granulite-facies metamorphism in Muzhaerte, southwest Tianshan，Xinjiang, China: Acta Petrologica Sinica, 20(3): 583-594.

[5] Emal: lixuping@cugb.edu.cn
This study was supported by the National Natural Science Foundation of China (40372034, 40325005).

西秦岭和东昆仑早古生代岩浆事件的锆石 SHRIMP U-Pb 定年

李王晔，李曙光

中国科学技术大学地球与空间科学学院，合肥，230026

本文精确测定了“中央造山系”中西秦岭和东昆仑地区出露的古岛弧岩浆岩、蛇绿岩的年龄与地球化学性质并与邻区相关岩石进行年代学对比，这对确立古生代时“秦－祁－昆”“多岛洋”的构造格局和众多微陆块之间缝合带的衔接关系提供了重要的年代学制约。

一. 西秦岭关子镇辉长闪长岩及武山鸳鸯镇和桦林沟辉长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年——“天水－武山”断裂带与“商－丹”断裂带相连的年代学证据

东秦岭“商－丹”断裂带是分割华北和华南构造体系的一级边界，沿该带发育有富水中基性侵入杂岩和丹凤岩群。前人对富水杂岩中的变辉长岩获得了锆石 SHRIMP U-Pb 年龄 490±10 Ma[1]，角闪黑云二长岩获得了单颗粒锆石 U-Pb 年龄 514.3±1.3 Ma[2]。丹凤岩群中的岛弧火山岩系发育时代为晚奥陶－早泥盆系，对其中的变玄武岩获得了 Rb－Sr 等时线年龄 447.8±41.8Ma[3]。

该构造边界如何向西延伸是探讨西秦岭构造演化的一个关键问题。为解决这一问题，我们对沿西秦岭地区主干断裂——“天水－武山”断裂出露的关子镇和武山两个蛇绿混杂岩进行了年代学和地球化学研究。

1） 天水关子镇辉长闪长岩

裴先治等已在关子镇地区识别出一套不完整的蛇绿岩组合[4]，包括大套的斜长角闪片岩及零星出露的蛇纹岩、变辉石岩和变辉长岩构造块体。在斜长角闪片岩的北侧沿NW方向分布有变质中基性岩浆杂岩体，本文对该杂岩体中的关子沟口辉长闪长岩进行了锆石SHRIMP U-Pb定年，15个岩浆锆石测点给出$^{206}Pb/^{238}U$的加权平均年龄为**518±8 Ma**（MSWD=0.92），记录了该辉长闪长岩的结晶年龄。

2） 武山鸳鸯镇和桦林沟辉长岩

样品为鸳鸯镇东邱家峡粗粒辉长岩和鸳鸯镇西北高家河乡桦林沟细粒辉长岩，二者在地球化学特征上呈现轻稀土显著富集的“右倾型”（图1a）和高场强元素Nb和Ti的显著负异常（图1b），表明沿武山构断裂存在古岛弧。

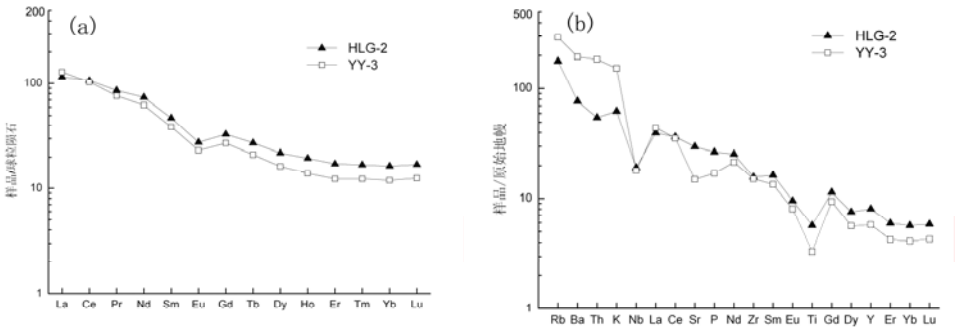


图1 鸳鸯镇和桦林沟辉长岩的REE球粒陨石标准化图（a）和痕量元素原始地幔标准化图（b）

锆石SHRIMP U-Pb定年结果：鸳鸯镇辉长岩11个岩浆锆石测点给出$^{206}Pb/^{238}U$的加权平均年龄为**457±3 Ma**（MSWD=2.0），桦林沟辉长岩12个岩浆锆石测点给出$^{206}Pb/^{238}U$的加权平均年龄为**440±5 Ma**（MSWD=2.2），分别记录了这两个辉长岩的结晶年龄。

3）讨论：

本文获得的沿“天水－武山”断裂带出露的关子镇辉长闪长岩锆石SHRIMP U-Pb年龄**518±8 Ma**在时代上可与东秦岭富水杂岩体对比；武山蛇绿岩中两个辉长岩的地球化学特征和锆石SHRIMP U-Pb年龄（**457±3 Ma**和**440±5 Ma**）证明它们形成于奥陶－志留纪古岛弧环境，从而在时代和构造环境上均与东秦岭丹凤岛弧火山岩系相对应；而且该断裂以北出露有相当于秦岭群的新元古代变质杂岩。因此，**“商－丹”断裂带西延与“天水－武山”断裂带相连**，在早古生代时共同构成分割华北和华南构造体系的一级边界。

值得注意的是该构造边界在～500Ma时的构造环境。前人认为东秦岭富水杂岩的主体浅色辉长岩形成于岛弧环境[5]，但发表的数据中部分与岛弧环境不相符（如Ni含量＞100ppm，部分样品Nb富集），可能是未考虑岩体形成时橄榄石堆晶的影响。裴先治等分析了3个关子镇蛇绿岩北侧的变质中基性岩浆杂岩体样品后提出该杂岩体属岛弧环境下形成的辉长岩－辉长闪长岩－闪长岩组合[6]，但从发表的数据来看存在主、微量元素的脱耦关系（如辉长岩样品与辉长闪长岩样品相比，其MgO和Ni的含量反而低但却有显著高的REE含量），这说明这两个样品不是同一岩浆分异演化的产物；对4个样品（裴先治等3个，本工作1个）的稀土和痕量元素进行对比分析后发现关子镇辉长－闪长岩体中可能存在两类不同成因的中基性侵入体：一类具有高的REE含量、LREE富集、显著的Nb负异常，显示可能形成于岛弧环境；另一类具有低的REE含量、扁平的REE配分模式、无显著的Nb负异常，显示可能与南侧的古洋壳成因的蛇绿岩有关。对邻区东昆仑的早寒武世（辉长岩单颗粒锆石U-Pb年龄522.3±4.1 Ma[7]）清水泉镁铁－超镁铁质杂岩体是否为蛇绿岩同样存在争议。因此，早寒武纪时这些主要构造边界的古构造环境研究仍需进一步的年代学和地球化学工作。

二. 东昆仑苦海辉长岩和德尔尼辉长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年——东昆仑构造带存在新远古－早古生代岩浆事件的年代学证据

前人认为沿东昆仑构造带出露的蛇绿岩的时代属晚二叠－中三叠世[8]。近来，新发现的布青山早古生代蛇绿岩组合[9]（辉长岩锆石U - Pb年龄467. 2±0. 9M a，辉长辉绿岩Rb- Sr 等时线年龄481±130M a）和新的古生物研究成果[10]表明：东昆仑构造带至少经历了新元古代－早古生代和晚古生代两期洋陆转化阶段，对应存在两期岩浆事件。然而反映新元古代－早古生代这一期岩浆事件的可靠年龄数据尚不多，本次工作新发现的新元古－早寒武世苦海辉长岩和晚寒武－早奥陶世德尔尼辉长岩为该期岩浆事件提供了新的年代学证据。

苦海辉长岩出露于兴海－花石峡公路沿线，同时出露的还有超镁铁岩和硅质岩，辉长岩存在粗粒至细粒的变化系列，是否为蛇绿岩尚需进一步的岩石学和地球化学工作。本文对该其中的粗粒辉长岩进行了锆石SHRIMP U-Pb定年，18个岩浆锆石测点给出$^{206}Pb/^{238}U$的加权平均年龄为**557±10 Ma**（MSWD=1.8），表明该辉长岩形成于新元古－早寒武纪。

德尔尼辉长岩采自玛沁－德尔尼铜矿公路沿线靠近铜矿处，沿途断续出露有玄武岩、辉长岩、中酸性火山岩和新元古界斜长角闪岩。该辉长岩是否为蛇绿岩的组成部分尚需进一步的岩石学和地球化学工作，与前人报道的阿尼玛卿晚古生代蛇绿岩组合[11]的接触关系不清。本文对该辉长岩进行了锆石SHRIMP U-Pb定年，10个岩浆锆石测点给出$^{206}Pb/^{238}U$的加权平均年龄**493±6 Ma**（MSWD=6.2），表明该辉长岩形成于晚寒武－早奥陶纪。

初步的年代学研究表明：**东昆仑构造带有复杂的新元古代－早古生代演化历史**，在早古生代时可能是“祁连－柴达木－昆仑”“多岛洋”的南部边缘。

国家自然科学基金重点项目(40234041)资助

参考文献：

1 苏犁,宋述光,宋彪,等.松树沟地区石榴辉石岩和富水杂岩SHRIMP锆石U-Pb年龄及其对秦岭造山带构造演化的制约.科学通报, 2004, 49(12): 1209-1211

2 陈志宏,陆松年,李怀坤,等.秦岭造山带富水中基性侵入杂岩的成岩时代－锆石U-Pb及全岩Sm、Nd同位素年代学新证据.地质通报, 2004, 23(4): 322-328

3 孙勇,于在平,张国伟.东秦岭蛇绿岩的地球化学.见:张国伟主编.秦岭造山带的形成及其演化.西安:西北大学出版社, 1988, 48-64

4 裴先治,丁仨平,胡波,等.西秦岭天水地区关子镇蛇绿岩的厘定及其地质意义.地质通报, 2004, 23(12): 1202-1208

5 董云鹏,周鼎武.张国伟.东秦岭富水基性杂岩体地球化学特征及其形成环境.地球化学, 1997, 26(3): 79-88

6 裴先治,李勇,陆松年,等.西秦岭天水地区关子镇中基性岩浆杂岩体锆石U-Pb年龄及其地质意义. 地质通报, 2005, 24(1): 23-29

7 陆松年.青藏高原北部前寒武纪地质初探.北京:地质出版社, 2002. 106

8 姜春发,王宗起,李锦轶.中央造山带开合构造.北京:地质出版社, 2000. 141-142

9 Qian-Tao Bian, Di-Hui Li, I.Pospelov et al., Age, geochemistry and tectonic setting of Buqingshan ophiolites, North Qinghai-Tibet Plateau, China. Journal of Asian Earth Sciences , 2004,23: 577–596

10 张克信,林启祥,朱云海,等.东昆仑东段混杂岩建造时代厘定的古生物新证据及其大地构造意义.中国科(D辑), 2004, 34(3): 210－218

11 杨经绥,王希斌,史仁灯,等.青藏高原北部东昆仑南缘德尔尼蛇绿岩:一个被肢解了的古特提斯洋壳. 中国地质, 2004, 31(3): 225－239

SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the High Himalayan rocks in the Nyalam region, South Tibet

Yanbin WANG*, Dunyi LIU

Beijing SHRIMP Center, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, No.26, Baaiwanzhuang Rd,Beijing, 100037, CHINA (*E-mail:yanbinw@cags.net.cn*)

U-Pb age patterns of individual detrital zircons are a potentially powerful tool for constraining metasedimentary provenance. Each zircon grain has a characteristic age reflecting its genesis, and the overall population of detrital zircons represents the spectrum of primary zircon-bearing source rocks,including detritus derived from a number of sedimentary cycles (Cawood et al., 1999).

The complex of sillimanite-,kayanite- and garnet-bearing gneiss,cala-silicates and augen gneiss in Nyalam High Himalaya is intruded by granitoids, The garnet sillimanite paragneisses have experienced early Paleozoic metamorphism (Gehrel et al., 2003) and Tertiary metamorphism. The source of metasedimentary rocks of the Nyalam high Himalaya zone has been studied using SHRIMP ion microprobe at Beijing SHRIMP lab,Chinese Academy of Geological Sciences.

SHRIMP U/Pb age data from the metasedimentary rocks of the High Himalayan terranes in South Tibet range from ca.23Ma to 3221Ma. The U-Pb data allow grouping of the zircons into five major age components exception of Cenozoic ages (Fig.1). (1) Archean grains with a maximium age frequency between 3221 and 2509Ma, (2) Paleoproterozoic grains ranging from 2453 to 1631Ma, (3) Mesoproterozoic to early Neoproterozoic grains ranging in age between 1530Ma and 944Ma, (4) Neoproterozoic grains ranging between 852 and 540Ma, and (5) Pan-African ages (543-443Ma).

Potential source regions for the detrital zircons occur within the Gondwana terranes: zircons of Archean age correspond to the age of rock unit formed during major a mgmatic and tectonothermal pulses in the Bhandara Craton or Singhbum craton, zircons with paleo-Mesoproterozoic ages reflect tectonic or magmatic events related to or older than the assembly of India (Catlos et al.,2002). Neoproterozoic zircons may have been derived from Lesser Himalayan rocks or the Indian craton (Myrow et al.,2003). Pan-African ages zircons are the Pan-African orogen event along the Himalayan orogenic belts. The U-Pb age data suggest the sedimentary sources of the studied genisses in the northern part of the Indian plate.

During late precambrian and the palaeozoic, the Indian of Gondwana bounded to the north by the Cimmerian Superterranes, was part of Gondwana and was separated from Eurasia by the Paleotethys Ocean.During the periods, the northern part of India was affected by a Pan-African event, Numerous granitic intrusions dated at around 500Ma are attributed to this event. The Pan-African event is marked by an unconformity between Ordovician continental conglometrates and the underlying Cambrian marine sediments (Zhu Tongxin, et a., 2003). The Pan-African event form a wide belt stretching from the Alps over the Arabic peninsula, Africa, India, Australia and down to Antarctica. These evidences suggests the presence of the Pan-African orogenic event in the Himalaya. It is tempting to correlate the early Palaeozoic thermal event with a late extensional stage of the long-lasting Pan-African orogenic events which ended with the formation of the Gondwana supercontinent.

The protolith age of the High Himalayan metamorphic rocks is generally regarded to be Precambrian to early Paleozoic. It seems plausible that the High Himalayan metamorphic rocks represent a minimum depositional rage at ~500Ma. Our data show strong similarities to previously published spectra for the Greater Himalayan zone, Lesser Himalayan zone and Tethyan Himalayan zone (Parrish et al., 1996;

DeCelles et al., 2000; Myrow et al., 2003). Detrital zircon spectra from the High Himalayan range as young as 500Ma, So the High Himalaya and Tethyan Himalaya were deposited contemporaneously.

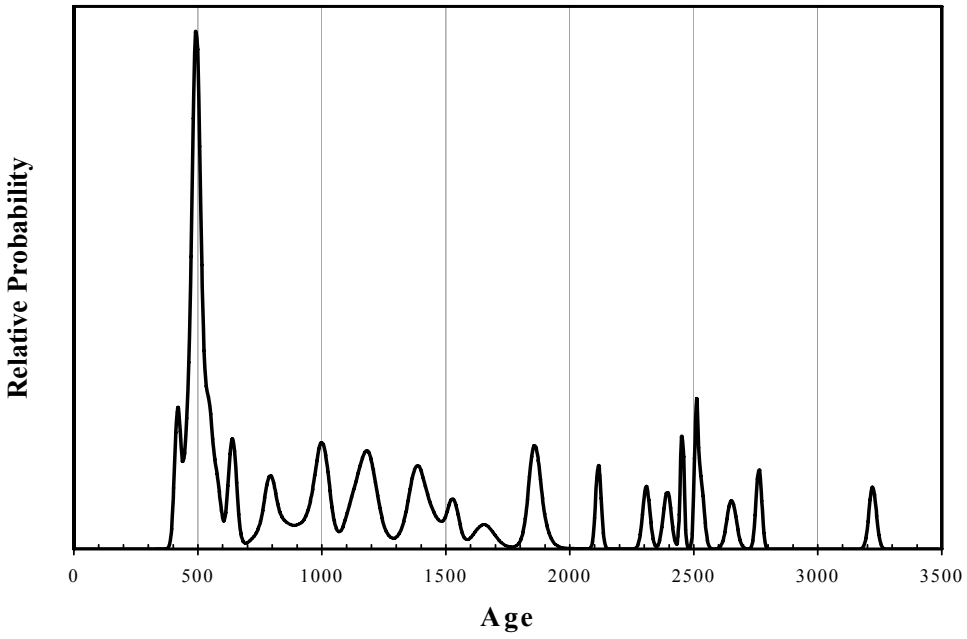


Fig.1 Detrital zircon age spectra from Nyalam High Himalaya rocks (Sample NY93-1)

References

Catlos, E.J., Harrision, T.N., Manning, C.E., et al., 2003, Records of the evolutionof the Himalayan orogen from in situ Th-Pb ion microprobe dating of monazite: Eastern Nepal and western Garhwal: Journal of Asian Earth Sciences,20,459-479.

Cawood, P.A., Nemchin, A.A., Leverenz,A.,Saeed,A.,Balance,P.F.,1999, U/Pb dating of detrital zircons:Implications for the provenance record of Gondwana margin terranes,GSA Bulletin,111(8)1107-1119.

DeCelles,P.G., Gehrels,G.E., Quade,J., Lareau,B.N., Spurlin,M.S., 2000,Tectonic implications of U-Pb zircon ages of the Himalalyan orogenic belt in Nepal, Science 288, 497-499.

Gehrels,G.E., DeCelles,P.G., Martin, A., et al., 2003,Initiation of the Himalayan orogen as an Early Paleozoic thin-skinned thrust belt. GSA Today, 13,4-9.

Myrow, P.M., Hughes, N.C., Paulsen, T.S., et al., 2003, Integrated tectonostratigraphic analysis of the Himalaya and implications for its tectonic reconstruction, Earth and Planetary Science Letters, 192:433-441.

Parrish, R.R., Hodges, K.V., 1996, Isotopic constraints on the age and provenance of the Lesser and Greater Himalayan sequences, Nepalese Himalaya, GSA Bulletin, 108,904-911.

Zhu Tongxin,Wang Anhua, Zhouguangfu et al., 2003, The discovery of Early Ordovician continental conglomerates in the Himalayan region.Geological Bulletin of China.22(5)367-368.

柴北 Pt_1 花岗质岩体变质深熔脉体的锆石 U-Pb 年龄与 Rodinia 超大陆汇聚

王树庆[1]、李晓彦[1]、陈能松[1]、王勤燕[1]、柳小明[2]、王新宇[1]、孙敏[3]

1 中国地质大学（武汉）地球科学学院，武汉，430074;
2 西北大学教育部造山带地球动力学重点开放实验室，西安 710069;
3 香港大学地球科学系，香港薄扶林道，香港特别行政区

柴北德令哈杂岩约 2.4 Ga 莫河花岗质岩体变质深熔脉体中的锆石由核、幔和增生边 3 个成因结构域组成。核域锆石为改造残余的岩浆结晶锆石，其 Th/U > 0.15，$^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄普遍老于 2.0 Ga；增生边域锆石为变质锆石，其 Th/U < 0.09， 平均 $^{206}Pb/^{238}U$ 表面年龄约 1.0 Ga；幔域锆石呈自形的晶体轮廓，为被变质改造的深熔脉体结晶锆石和/或岩体岩浆结晶锆石，其 Th/U= 0.02 ~ 0.27，$^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄 1.7 Ga ~ 1.1Ga Ma，表面年龄与 Th/U 比值呈正消长关系。增生边域锆石约 1.0 Ga 的年龄被解释为 Rodinia 超大陆在我国中西部汇聚过程中变质响应的年代学证据。

增生型造山带基本特征

李继亮
中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029

增生型造山带是 20 世纪 90 年代新识别出来的一种造山带类型。这类造山带在中国有广泛的分布。增生型造山带的基本特征是：1．具有很宽的增生楔，增生楔中的复理石基质向着海沟后退方向，地层时代逐渐变新；2．增生楔中有多条蛇绿岩带，它们是海沟后退到适宜的构造位置时，蛇绿岩沿滑脱断层就位形成的；3．增生型造山带中有多条钙碱性火山岩和花岗岩带，其生成时代也向着海沟后退方向变新；4．增生地体内含有海山、大洋岛和大洋台地的构造碎块，使增生型造山带复杂化；5．增生型造山带中具有多条韧性剪切带，它们可能是蛇绿岩构造就位的滑脱带；6．增生型造山带含有大型和超大型铜、金以及多金属矿床。增生型造山带尚有许多有待解决的基本问题，中国的增生型造山带分布广泛、规模巨大，是研究和解决这些问题的最佳地区。

增生型造山带是一种新近识别出来的造山带类型，有许多问题亟待解决。其中最重要的有以下几个问题：

1. 增生型造山带中的多条蛇绿岩带是如何就位的？尽管前面我们提供了蛇绿岩就位机制的两种模式，它们并没有确凿、充分的证据来证实。我们还需要构造几何学和构造运动学的证据，最好是有现代或者近代蛇绿岩就位过程的实例来予以证实。

2. 增生弧岩浆的来源和岩浆生成机制，仍然是我们面临的最大的问题。既然这些岩浆不能由大陆地幔楔提供，那麼，它们必然来自增生楔物质的重熔。可以提供重熔的物质可能是复理石，也可能是蛇绿岩的镁铁质组份。究竟是哪种物质，必须通过岩石化学家、地球化学家和实验岩石学家的深入研究，才能得到最终的解决。

3. 多条韧性剪切带的成因问题。这个问题可以这样考虑：这些剪切带的岩石主要是角闪岩相的斜长角闪岩或者角闪斜长片麻岩，它们可能的变质原岩是复理石或者镁铁质火成岩。因此，有可能是蛇绿岩的超镁铁质岩石，带着 900° C 的馀温，通过这些岩石滑脱仰冲时，导致了韧性剪切带的形成。但是，要证实这种推断，构造运动学和构造年代学的充分证据。

4. 复理石带的沉积环境、增生机制与增生过程问题。增生楔中，大部分复理石应该是在海沟中沉积的，但是，很可能也有弧前盆地的浊积岩和大洋岛组合的浊积岩，如何将它们区分开来，需要做详细的构造环境和沉积环境分析。在海沟后退时，复理石浊积岩沉积环境如何变化，是一个尚未有人研究过的问题，现代实例也无从可寻，因此，必须从已有的沉积岩着手研究。这需要对大地构造和沉积作用两方面都有较深造诣的学者来开展研究。

5. 增生型碰撞造山带变形作用的特点。参与增生型造山带碰撞作用的，一侧是含有未固结沉积物的被动大陆边缘，另一侧是增生楔。这样的碰撞作用造成的变形，应该是典型的软碰撞变形。然而，迄今这种变形作用的详细研究甚少。这种变形作用究竟使被动大陆边缘的软沉积物发生什么样的形变，又使增生楔的冲断席有什么样的改变，目前都不清楚。因此，这类变形作用应该是今后特别注意研究的问题。

6. 为什么增生型造山带会形成各种大型矿床？南美安第斯造山带是一条未碰撞的增生型造山带，这里巨大的斑岩型铜矿和共生的金、银、铅锌矿床已经作了大量研究（如 Hollister, 1974），但是，至今还没有人从增生型造山带的角度分析其成矿的大地构造环境。其他的造山带的这类研究就更加薄弱。由于我国具有众多的增生型造山带，开展这些地区的成矿作用和成矿规律研究，能够发掘这些造山带巨大的资源潜力。

中国西部中亚型造山带地壳增生过程中的流体作用特征

高俊[1] 刘伟[1] 王强[2] 黄德志[3] 苏文[1] 钱青[1] 熊贤明[1]

[1]中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;
[2]中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640; [3]中南大学地质系, 长沙 410083

我国西部及中亚邻区发育着独具特色的“中亚型”造山带。它不同于洋-陆俯冲型环太平洋造山带，也不同于陆-陆碰撞型阿尔卑斯-喜马拉雅造山带，而以古生代小型陆块与缝合带相嵌、新生代山盆耦合构成独特的地质构造格局。中亚型造山带的古生代多块体-小洋盆格局演变包含了比环太平洋型造山更复杂的侧向增生过程，多块体拼合后的地壳垂向增生也很显著。中亚造山带为全球显生宙地壳增生最为显著的地区,而流体作用始终参与了地壳增生的全过程。

中亚型造山带古生代洋陆俯冲阶段,大陆地壳侧向增生过程中,洋底热流喷流流体、小洋壳熔融产生的高 Fe_2O_3 埃达克质岩浆流体、冷的洋壳脱水释放的富 Si、Na、LILE、贫 HFS 和 REE 的水流体分别与块状硫化物矿床（阿舍勒）、斑岩 Cu 矿（土屋）、浅成低温 Au 矿(阿希)的成矿过程密切相关; 而后碰撞大陆地壳垂向增生阶段, 幔源岩浆岩流体-浅部富水流体(王丽娟等,2004)混合流体、埃达克质岩浆流体、深部岩浆流体与表层流体的混合流体则分别于超基性岩 Cu-Ni 矿（黄山）、后碰撞 Cu-Au 矿（阿吾拉勒）、Murutau 式等 Au 矿的成矿息息相关。与俯冲型造山带（环太平洋代表）和碰撞型造山带（阿尔卑斯-喜马拉雅代表）相比，中亚型造山带的造山过程、机制更复杂，流体作用类型多样，成矿潜力巨大。

阿拉套山石炭纪火山岩中出现两类岛弧火山岩组合，表明阿拉套山石炭纪弧下地幔存在钠质板片熔体和板片流体对地幔楔橄榄岩的强烈的交代作用。新疆北部地区在石炭纪可能存在年轻洋壳的俯冲消减作用，同时也暗示俯冲洋壳的熔融可能是新疆北部显生宙地壳增生的另一种重要方式，并且该区石炭纪可能处在高地热梯度的环境，洋壳熔融产生的埃达克质岩浆流体在地壳增生过程中起了重要作用。

西天山高压变质带发育俯冲带深部流体作用的直接记录。已识别出‘原地(in-situ)’和‘传输(transport)’两种不同成因类型的榴辉岩相脉。‘原地’型脉指贯穿于块状榴辉岩透镜体或布丁内部的榴辉岩质脉体，宽一般数 cm、延伸数十 cm 至数 m，脉与主岩成渐变接触关系，脉主要由纤维状绿辉石和少量石英、方解石组成，垂直于脉壁生长，证实自由流体原地释放过程。脉内绿辉石和主岩绿辉石中均含有大量流体包裹体。‘传输’型脉指贯穿于叶理化榴辉岩和蓝片岩中的脉体，宽一般数 mm 至数 cm、延伸数 cm 至数十 cm，脉体一般横切叶理面的延伸方向，但脉内的纤维状绿辉石一般也垂直于脉壁生长，指示自由流体非原地释放过程。脉内组成矿物除绿辉石外，有石英、黝帘石、方解石、白云母等。纤维状绿辉石中含大量流体包裹体。高压脉与主岩单矿物及全岩具较高的 $\delta^{18}O$ 值，高压脉全岩 $\delta^{18}O$ 值为+8.28‰～+11.1‰，多数变化于+9.5‰±1；主岩全岩 $\delta^{18}O$ 值为+9.25‰～+10.1‰。两者具一致的氧同位素组成，全岩 $\delta^{18}O$ 值均显示较小变化范围。单个高压脉/主岩对间，$\delta^{18}O$ 值亦接近，对于大多高压脉/主岩对，$\delta^{18}O$ 值相差<1‰，提供了高压脉成脉流体含有来自主岩成分的信息。高的 $\delta^{18}O$ 值说明主岩经历了较强海底低温蚀变作用。脉与寄主岩石具总体一致的 Pb、Sr 同位素组成，脉 $^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{208}Pb/^{204}Pb$ 及 $^{87}Sr/^{86}Sr$（=340Ma）分别为 17.122~17.431，15.477~15.611，37.432~38.689，0.70529~0.70705；主岩上述比值为：17.605~17.834，15.508~15.564，37.080~38.145，0.70522~0.70685。与主岩相比，高压脉具大得多的铅同位素组成变化，并显示二元混合特征。Sr－

Pb 同位素综合解释认为西天山古俯冲带深部成脉流体为来自具 I 类富集地幔特征的大洋玄武岩（主岩原岩）进变质脱水与来自俯冲沉积物（包括陆源沉积物）进变质脱水形成的两种流体的混合。脉和主岩的 Nd 同位素也有明显差异,脉具相对更低的 Nd 同位素值。例如,R31 样品, 脉的 εNd 值 2.3 ~ 2.6, 而主岩蓝片岩的 εNd 值 3.6; R913 样品, 脉的 εNd 值-0.8, 而主岩榴辉岩的 εNd 值-0.1 ~ -0.5。总之，脉和主岩的 Sr-Nd-Pb-O 同位素特征表明西天山高压脉成脉流体为来自具富集地幔特征的俯冲大洋玄武岩与俯冲陆源沉积物俯冲进变质脱水形成的两种流体的混合。不同露头上,绿辉石中相似的流体包裹体成份、主岩与脉相近的 Sr-Nd-Pb、O 同位素值等说明流体发生了 Km 级规模的大规模运移。大量充填榴辉岩质脉的裂隙和 O 同位素的分馏不平衡可能说明流体沿一定通道(裂隙)运移。流体相为低盐度的水流体(1-4wt%NaCl),具富 Si, Na, Ca, Li, Be,大离子亲石元素(Cs,Rb,Ba), Pb 和 La，贫高场强元素(Nb,Ta,Zr,Hf)和稀土元素特征。Sr、Nd、Pb、O 同位素表明流体为来自主岩与围岩变质沉积岩脱水流体的混合流体，其$\delta^{18}O$ 值为 10.8‰左右，具富 Si，Na，Ca，Li，Be，大离子亲石元素（Cs，Rb，Ba），Pb 和 La，贫高场强元素（Nb，Ta，Zr，Hf）和稀土元素特征。

在香山、黄山、黄山东杂岩体的拉长石、橄榄石中发现了流体包裹体，尤其在与角闪石构成包橄结构的拉长石中较为丰富。流体包裹体含有较多挥发份。激光拉曼探针测定结果表明，有富 CH_4 气体，富 H_2O 气体，H_2O+CH_4 混合气体，$C_2H_6+N_2+CH_4$ 混合气体，以及多组分混合气体。表明镁铁质岩浆携带上来的是一种富 CH_4 还原性挥发份和富 H_2O 的流体。

阿吾拉勒二叠纪埃达克岩的源岩可能是富碱高钾、较 MORB 富集轻稀土元素玄武质下地壳岩石，并且玄武质下地壳可能由二叠纪碰撞后的玄武质岩浆底侵形成。在二叠纪，由于玄武质岩浆不断地底侵于壳幔边界，导致地壳垂向增生，地壳加厚。当地壳厚度超过 40km 时，角闪岩相的镁铁质下地壳岩石开始向榴辉岩相的岩石转变，并发生脱水熔融和释放出大量的富挥发分流体。富含挥发份的埃达克质岩浆不仅有很强的携带成矿物质的能力，而且很容易将其从深部运送到浅处，这对形成阿吾拉勒地区的 Cu 矿床非常有利。下地壳玄武质岩石在向榴辉岩转变的过程中将释放出大量的流体，产生埃达克质岩浆流体。

东准噶尔等地区高钾钙碱性花岗岩中发育镁铁质-闪长质岩墙和丰富的暗色微粒包体，包体从散乱分布到局部富集，形成包体群。暗色微粒包体和寄主岩中的斜长石斑晶发育环带构造。暗色微粒包体与寄主岩的主量元素组成显示了良好的线性混合关系，暗示着镁铁-闪长质岩浆与长英质岩浆的混合是形成钙碱性花岗岩的重要机制。暗色微粒包体分别于碳质+水流体的实验熔融线附近，表明碳质+水流体在镁铁质-闪长质岩浆的熔融中起了关键作用。寄主花岗岩分布于水的实验熔融线附近，反映水流体在花岗岩质岩浆的熔融中发挥了重要作用。

中国陆区陆陆碰撞与成矿作用的时空耦合和动力学机制

陈衍景 (yjchen@pku.edu.cn)

中国科学院广州地球化学研究所成矿动力学重点实验室，广州510640
中国科学院贵阳地球化学研究所，贵阳550002
北京大学造山带与地壳演化重点实验室，北京100871

引言：众多特殊性寓于矛盾的普遍性——显生宙陆陆碰撞

国外学者建立的一些成矿模式或成矿理论在解释我国区域成矿问题时常常遇到困难，如：(1) 环太平洋是新生代成矿带，我国东部虽属环太平洋地区，但大量热液矿床形成于中生代；(2) 中国陆区经历了>3.0 Ga 的地质演化，但大量矿床却爆发式形成于很短的时间段内，西北为晚古生代，东部为中生代，西南为新生代；(3) 国外著名成矿省多位于克拉通内部，我国热液矿床却分布在显生宙造山带；(4) 国外绿岩带型金矿形成于太古宙，伴随或尾随于克拉通化，我国同类矿床却形成在中生代，与克拉通化事件相差>2.0 Ga；(5) 世界著名油田均产于海相地层，而我国陆相油田远比海相油藏重要；……。所有这些矛盾均属我国区域成矿的特色，值得我们深思和研究解决；诸多特殊性汇聚起来，构成了一个客观存在的普遍性问题；**而这一由众多特殊性所反映的普遍性问题，应属我国地质学家研究解决的主要矛盾**。

每个模式都要求特定的构造背景，之所以国外学者建立的一些经典成矿模式不能解决或解释我国的众多特殊性问题，是因为其要求的地质环境与我国地质实际不符，说明我国陆区基本地质特征具有特殊性或特色。纵观这些模式，涵概了除陆陆碰撞之外的各种构造环境，自然昭示我们研究陆陆碰撞体制的体制成岩、成矿、成藏和流体作用的规律和模式。

然而，著名学者 Guild 早在 1971 年就彻底否定了陆陆碰撞体制的成矿作用。他认为：“**在大陆与大陆碰撞的情况下，两个板块由于具有浮力，都不能下倾很远，同时力被剧烈的压碎作用所分散，这种碰撞不产生火成岩，并且明显地缺乏热液矿床**”。Guild(1971,1972)的观点产生了深远影响，很多陆陆碰撞体制的岩浆和矿床被绝大多数学者长期作为碰撞前或碰撞后的产物，众多陆陆碰撞体制的对立统一事件或因果现象（如挤压与伸展，增厚与减薄，堆叠与拆沉，变质与岩浆，造山与造陆，等）被割裂开来研究，甚至洋盆尚存时即被作为碰撞后阶段，碰撞时间被无意识地赋予“负值”。无疑，这严重阻碍着陆陆碰撞及其成矿效应研究的深入，尤其限制了我国成矿规律的查明和成矿预测，需要我们勇敢地放弃原有观点，转换思想。

构造格局与显生宙陆陆碰撞

中国地质学的先辈们早就注意到中国陆区地质特征与世界经典研究区的差异，发现中国陆壳演化在古生代末-中生代发生了根本性转变，海相沉积结束，陆相沉积盆地广泛发育，岩浆活动和成矿作用异常强烈；确定了印支运动（黄汲清和徐克勤，1936）及其定格意义(朱夏等，1983；崔盛芹和李锦蓉，1983)，燕山运动(Wong，1927)及其块断造山的特点（Ting，1929），地槽回返造山过程或克拉通化过程的多期多阶段性（黄汲清，1987；任纪舜，1980），地台活化及活化区成矿的重要性（陈国达, 1960），等等。这些成果促进了我国地质勘查事业的发展，深化了古生代末-中生代地质作用的研究程度。然而，为什么非洲地台、澳洲地台没有强烈的中生代活化？而华北和扬子克拉通在中生

代强烈活化？这是先辈们留给我们回答的问题。

20 世纪 70 年代以来，我国学者逐步认识到中国陆区的板块构造轮廓、演化及与其它大陆的差异主要缘于显生宙陆陆碰撞（表 1）。自石炭纪中期以来，古亚洲洋自西向东逐渐闭合，至二叠纪末或早三叠世最终消失（Xiao et al., 2003），导致西伯利亚板块与塔里木-中朝板块之间的陆陆碰撞造山作用（含古亚洲洋内部块体之间的碰撞），造就了范围宽阔的古亚洲洋造山带（乌拉尔-阿勒泰/天山－兴蒙造山带）。塔里木-中朝板块以南广泛发育 D－T 海相地层，标志着古特提斯洋的发育。三叠纪及其前后，古特提斯样快速闭合（表 1），从冈瓦纳大陆肢解出来的陆块或地体先后向劳亚大陆拼贴碰撞，在班公-怒江断裂以北、塔里木-中朝板块以南，形成了向东开口的喇叭形的面积巨大的古特提斯增生造山带和间夹的扬子克拉通等陆块。随后，拉萨地块与欧亚大陆在白垩纪碰撞，中特提斯洋闭合；印度次大陆与欧亚大陆在新生代初碰撞，新特提斯洋闭合，现今中国大陆格局形成(Yin & Nie, 1996)。

表 1 大规模成矿作用与洋盆最终闭合的时间关系

地区/古洋盆	缝合带	最晚闭合时间和参考文献	矿集区实例	成矿高峰	时间差
中国西部(自北向南)					
中亚造山带/古亚洲洋	卡拉美丽	>=322.8 Ma; Chen, 1997	阿勒泰-天山	280 Ma	**>=43 Ma**
中央造山带/古特提斯洋	勉略带	T_3 (220 Ma); Sun et al., 2003	松潘-西秦岭	170 Ma	**50 Ma**
唐古拉-三江/中特提斯洋	班公-怒江	98-66 Ma; Yin & Nie, 1996	玉龙-哀牢山	35-40 Ma	**50 Ma**
冈底斯-喜山/新特提斯洋	雅鲁藏布江	66 Ma; Yin and Nie, 1996	冈底斯	8-20 Ma	**50 Ma**
中国东部(自北向南)					
东北/古亚洲洋	Solonker	P/T (242 Ma); Xiao et al., 2003	兴安岭, 燕辽	130 Ma	112 Ma
中央造山带/古特提斯	勉略带	T_3 (220 Ma); Sun et al, 2003	东秦岭, 较大	130 Ma	83 Ma
川滇黔桂褶皱带/古特提斯	金沙江，右江	208 Ma; Yin & Nie, 1996	滇黔桂，大厂	130 Ma	78 Ma
华南/古特提斯	湘赣浙	T_2 (230 Ma); Hsu et al., 1988	南岭, 赣杭	130 Ma	100 Ma
东南沿海/古特提斯(?)	古南海	J_1 (180 Ma); Hsu et al., 1988	浙闽粤沿海	130 Ma	50 Ma
总体情况		180 Ma		130 Ma	**50 Ma**

显然，陆陆碰撞奠定了中国陆区的构造格局（定格运动），碰撞型造山带占据中国陆区面积的80％以上。中国陆区的前寒武纪克拉通、地块均可视为“飘浮”在古亚洲洋或特提斯洋中的地体，并卷入到陆陆碰撞造山作用，因此均有不同程度的活化，且边缘活化强度大于内部。然而，如此规模宏大、范围广阔、型式多样的多期次陆陆碰撞事件并没有发生在澳洲、非洲、南美、北美、南极等大陆，使我国成为陆陆碰撞作用最典型、最丰富、最强烈的地区。因此，陆陆碰撞及其成岩、成矿、成藏效应是我国最突出的地质特色，导致了我国与国外的成矿差异。

值得补充，东南亚大陆与中国大陆的碰撞发生在早侏罗世，即 180Ma 之前（Hsu et al., 1990; Sengor & Natal’in, 1996），其间的洋盆是否属于古特提斯洋尚待研究确定。古太平洋板块向欧亚大陆的俯冲何时开始？是否在中国陆区发育了岩浆弧？以何种方式影响了中国东部晚中生代以来的地质演化？等等，亦待研究确定。但可肯定：中国陆区同一构造单元的东西差异，似与太平洋板块活动密切相关；中国东部与其它环太平洋地区的成岩成矿差异，又无法单靠太平洋板块俯冲所能解释。正如王德滋等（1998）指出，中国东部中生代火山岩空间上呈“三明治”格局（北钙碱性火山岩省、

中橄榄安粗岩省和南钙碱性火山岩省），“不能用太平洋板块俯冲这一简单模式来解释”，“是两大动力体系联合作用的结果，其一为库拉–古太平洋板块与欧亚板块的碰撞俯冲作用，其二为华北板块与扬子板块的碰撞、拼贴及其后续的伸展、引张作用”。

大规模成矿作用与陆陆碰撞的时空耦合

在>3.0Ga的地质演化中，中国发育了大量富有特色的重要矿集区，其中，后生热液矿床（VMS型和SEDEX型为同生热液矿床，未在本文讨论范围之内）矿集区均发育在大陆碰撞造山带，且发育时间均尾随陆陆碰撞作用（表1）。

在西部，各矿集区发育时间随各地洋盆最终闭合时间自北向南变新而变新，且大规模成矿时间和花岗岩类发育时间总体滞后于洋盆最终闭合时间约50Ma，相当于陆陆碰撞作用的挤压向伸展转变期，充分证明了成岩成矿与陆陆碰撞之间的内在必然联系。

在东部，虽然各地洋盆闭合时间自北向南变新，但各矿集区大规模成矿时间却非常相似，集中在燕山期，以130Ma为高峰（胡受奚等，1997；陈衍景等，2004），且成矿类型具有多样性（涂光炽和赵振华，1983），似与根据西部得出的结论的矛盾。然而，如考虑东南亚大陆与欧亚大陆碰撞事件始于180Ma，该碰撞可使东部更早的碰撞带的挤压向伸展转变作用推迟的话，大规模成矿时间也恰恰滞后于最晚的洋盆闭合50Ma。此外，在白垩纪，蒙古-鄂霍茨克洋、斑公-怒江洋和古太平洋从3个方向俯冲到欧亚大陆东南缘，也可促使作为弧后大陆区的中国东部岩石圈伸展，特别是加厚的造山带岩石圈伸展。如此，以130Ma为高峰的中国东部大规模花岗岩浆和成矿作用则不难理解。

陆陆碰撞体制成岩成矿的动力学机制

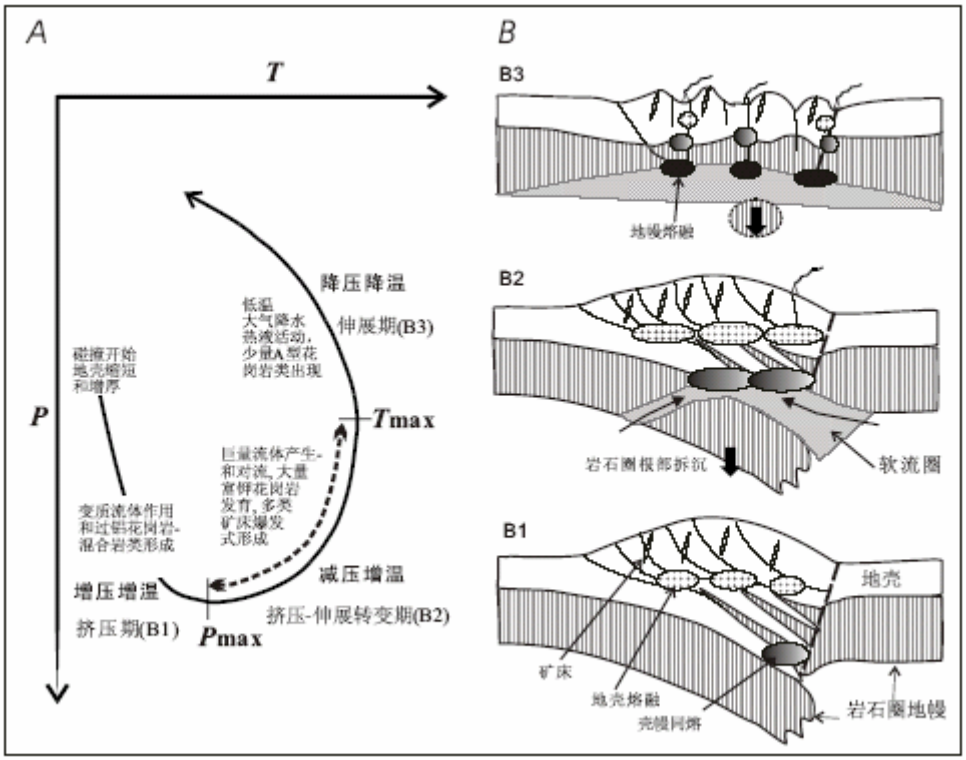


图1 CMF模式（修改自陈衍景和富士谷，1992；Chen, 1998; Chen et al., 2005）

矿集区发育在碰撞造山带，大规模成矿和花岗岩浆作用总发生在最晚洋盆闭合之后约50Ma，同步于陆陆碰撞体制的挤压向伸展转换过程。这一客观地质事实可由CMF模式（碰撞造山成岩成矿与流体作用模式，图1）较好解释，而非其它模型所能。需要强调，挤压向伸展转变阶段，即从P_{max}到T_{max}的减压增温阶段，是碰撞过程最强烈的流体、岩浆和成矿作用时间，因此，陆陆碰撞体制的大规模花岗岩和热液矿床的形成时间必定滞后于洋盆彻底闭合或全面碰撞的开始时间。据此指出文献中常见的如下错误或欠妥之处：(1) 因花岗岩类或矿床的年龄晚于全面陆陆碰撞开始，而将其作为碰撞后的产物；(2) 因岩浆岩或矿床形成于陆陆碰撞的伸展阶段而将其作为碰撞后或非造山产物；(3) 将洋盆彻底闭合时间作为陆陆碰撞结束时间，其实，前者是后者的开始；(4) 以磨拉石建造出现作为陆陆碰撞结束的标志；…。

部分参考文献

Hsu K J et al., 1990. Tectonics of South China: key to understanding West Pacific geology. Tectonophysics, 183, 9-39.

Sengor A M C, Natal'in B A, 1996. Paleotectonics of Asia: fragments of synthesis. In: Yin A, Harrison TM (eds), The Tectonic Evolution of Asia. Cambridge University Press, Cambridge, pp 486-640.

Xiao W J, Windley B F, Hao J, Zhai, M G, 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the central Asian orogenic belt. Tectonics, 22 (6), 1069-1089.

Yin A, Nie SY, 1996. A Phanerozoic paliinspastic reconstruction of China and its neighboring regions. In: Yin A, Harrison TM (eds), The Tectonic Evolution of Asia. Cambridge University Press, Cambridge, pp 442-485.

涂光炽, 赵振华, 1983. 燕山期成矿作用的多样性. 地质论评, 29(1): 57-65.

王德滋,等, 1998. 中国东部与中生代陆相火山作用及其有关金成矿的地质学和地球化学. 胡受奚, 等(主编), 中国东部金矿地质学及地球化学. 北京: 科学出版社, 267-338

朱夏, 陈焕疆, 孙肇才, 张渝昌, 1983. 中国中、新生代构造与含油气盆地. 地质学报, 57(3): 235-242.

新疆北部的两类埃达克岩

赵振华 王强 熊小林 张海祥 牛贺才 许继峰 白正华 乔玉楼
中国科学院广州地球化学研究所

自 2000 年以来, 我们相继在新疆北部西天山的阿吾拉勒、阿拉山口、阿尔泰的富蕴、希勒克特哈腊苏及东天山的土屋、延东等地，发现了埃达克岩及其家族的富铌玄武岩、富镁安山岩。在西天山阿吾拉勒、东天山土屋-延东及阿尔泰希勒克特哈腊苏与埃达克岩相关发育了铜的成矿作用，土屋和延东的斑岩铜矿已达超大型规模。

按其产出在造山过程中的位置，新疆北部的埃达克岩可以划分为两种类型：俯冲-碰撞型和底侵（后造山）型，前者以阿拉套山的阿拉山口、阿尔泰富蕴和东天山土屋、延东的埃达克岩为代表，可以称为阿拉套型；后者以西天山的阿吾拉勒和东天山的三岔口埃达克岩为代表，可称作阿吾拉勒型，它们在产出时代、岩石类型及地球化学特征上均有一定差异。

1. 地质背景

1.1. 俯冲-碰撞型(阿拉套型)

阿拉套山的阿拉山口埃达克岩和富铌玄武岩，位于阿拉套山晚古生代岛弧中，产于石炭系哈拉土鲁克沟组火山岩中，岩石类型主要为英安岩和玄武岩，少量流纹岩。其 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄为 320.3±2.2Ma 和 318.9±2.2Ma(本文)。

东天山土屋-延东，以及尾亚北、312 国道东、312 国道西、赤湖的埃达克岩分布于东天山晚古生代大南湖岛弧带，区内出露地层主要为泥盆（石炭）系企鹅山群，岩性为玄武岩、安山岩及角砾岩、沉凝灰岩等。属埃达克岩的为斜长花岗斑岩、花岗闪长岩，岩体单颗粒锆石 U-Pb 年龄有较大变化范围，为 361-356Ma（芮宗瑶，2002）；锆石 SHRIMP 年龄为 333±4Ma 和 334±3Ma（陈富文等，2005），赤湖斜长花岗岩为 322±10Ma（锆石 SHRIMP 年龄）。根据锆石 SHRIMP 年龄，东天山埃达克岩应属于早石炭世晚期。

可以看出，西天山阿拉山口埃达克岩与东天山土屋-延东埃达克岩同属天山依连哈比尔尕-大南湖晚古生代岛弧带。

阿尔泰富蕴的埃达克岩产于哈萨克斯坦-准噶尔板块北缘，分布于早泥盆世的托让格库都克组，主要岩石组合为玄武岩、火山角砾岩、凝灰岩、安山岩。该区产出了埃达克岩的家族，包括埃达克岩和富铌玄武岩，在同一带的阿尔泰南缘阿舍勒地区的早-中泥盆世地层中发现了高镁安山岩（HMA）和富镁安山岩（MA）。此外，在准噶尔盆地北部陆梁隆起的钻孔中，深度 3330-5341m 的玄武岩为富铌玄武岩，Rb-Sr 年龄为 323Ma（据王方正等 2002 年发表的资料分析）。

1.2 底侵（后造山）型(阿吾拉勒型)

底侵（后造山）型埃达克岩主要分布于西天山阿吾拉勒组, 在东天山三岔口也有分布。前者产于伊犁微板块东北部，出露地层为上二叠统哈密斯坦组火山岩系，其上部为玄武岩和钠质英安岩，下部为杂色凝灰岩。该区埃达克岩石主要为石英钠长斑岩、钠长斑岩和英安岩，主要分布于尼勒克县城南的莫斯早特、群吉萨依、黑山头及特铁达坂等地。岩体 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄为 268±5Ma（坪年龄；本文）、248±5Ma (Rb-Sr；李华芹等，1998)、254.5Ma (K-Ar)，属于中晚二叠世。东天山的三岔口位于觉罗塔格岛弧带中，埃达克岩石为斜长花岗斑岩、英云闪长岩和石英闪长岩，出露地层主要属中下石炭统碎屑岩和火山岩。斜长花岗斑岩的锆石 SHRIMP 年龄为 278±4Ma（李华芹等，2004）、

276Ma（Rb-Sr 矿物-岩石等时线年龄）（孙燕等，2002），属早二叠世晚期。

由上述不难看出，新疆北部的俯冲-碰撞型埃达克岩主要形成于早石炭世晚期-晚石炭世（330-290Ma），部分为晚泥盆世; 底侵（后造山）型埃达克岩则主要形成于中晚二叠世。

2. 岩石学特征

2.1 俯冲-碰撞型

新疆北部俯冲-碰撞型埃达克岩形成了埃达克岩家族的岩石，包括埃达克岩、富铌玄武岩和富镁安山岩，其中的埃达克岩主要为玄武安山岩、安山岩和斜长花岗斑岩。斜长花岗斑岩的斑晶为石英、斜长石和黑云母，基质为长英质。该类型埃达克岩的岩石化学特点为：SiO_2 54.55%-72.28%; Na_2O 3.94%-7.36%； K_2O 0.94%-3.07%； Na_2O/K_2O 1.52-4.75; MgO 0.35%-4.95%；Mg# 0.47-0.58。

富铌玄武岩 SiO_2 46.07%-54.67%; Na_2O 2.78%-4.20%, K_2O 0.36%-3.14%；Na_2O/K_2O 1.06-8.06; MgO 2.15%-6.56%；Mg# 0.25-0.66。

2.2. 底侵（后造山）型

底侵(后造山)型埃达克岩主要为英安岩和石英钠长斑岩，斑晶为钠长石、角闪石、黑云母，基质为钠长石和少量石英和碱性长石，具交织结构。岩石化学特点为：SiO_2 62.41% -70.97%; Na_2O4.40%-6.98%；K_2O2.06%-4.62%：Na_2O/K_2O 1.59-4.22; MgO 1.02%-2.06%：Mg# 0.39-0.56。

3. 地球化学特点

3.1.俯冲-碰撞型：

该类型埃达克岩轻稀土中度富集，$(La/Yb)_N$ 4.12-9.83, Eu 无亏损或弱富集, Eu/Eu* 0.88-1.34,平均 1.02。富 Sr（379×10^{-6}-1812×10^{-6}），Sr/Y 比值高(29-116), 在 Sr/Y-Y 图解中落入埃达克岩区。Nb、Ti、P 等含量较低，La/Nb 1.60-4.38，在微量元素原始地幔标准化蛛网图解中呈现明显 Nb、Ti 亏损，与岛弧火山岩相似。

$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值低：0.7035-0.7049， $\varepsilon_{Nd}(t)$为正值（+3.02~ +6.60）。

与埃达克岩相比，富铌玄武岩轻稀土富集程度降低（$(La/Yb)_N$ 1.60-2.87(阿拉山口), 4.21-6.34(富蕴)；Eu 呈弱亏损，Eu/Eu*0.76-0.98。富 Sr（293×10^{-6}-826×10^{-6}），Y 含量较高（16×10^{-6}- 46×10^{-6}，阿拉山口），（34×10^{-6}- 64×10^{-6}，富蕴），Sr/Y 比值较低(8.0-21), 在 Sr/Y-Y 图解中落入正常岛弧岩石区。Nb、Ti、Zr、P 等高场强元素富集，在微量元素原始地幔标准化蛛网图解中 Nb、Ti 亏损程度降低，甚至出现无异常。

$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值变化范围较埃达克岩大，为 0.7007-0.7063，$\varepsilon_{Nd}(t)$高于埃达克岩，为+4.84~ +11.6。

3.2. 底侵（后造山）型

与俯冲-碰撞型埃达克岩相比较，本类型埃达克岩轻稀土强烈富集，$(La/Yb)_N$ 16.8-33.5； Eu 明显富集，呈正异常，Eu/Eu*1.15-1.27。富 Sr（303×10^{-6}- 1673×10^{-6}），Y 含量较低（$<10\times10^{-6}$， 4×10^{-6}-7×10^{-6}）， Sr/Y 比值高(51-208), 在 Sr/Y-Y 图解中落入典型埃达克岩区。Nb、Ta、Ti、Zr、P 等高场强元素含量较低，在微量元素原始地幔标准化蛛网图解中呈明显 Nb、Ta、Ti 负异常。

$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值均一，略高于后碰撞型埃达克岩，为 0.7051-0.7054； $\varepsilon_{Nd}(t)$值为低正值，略低于后碰撞型埃达克岩，为+1.57~ +3.26。

4. 讨论

由上述，新疆北部存在两类不同类型的埃达克岩，它们在主量、微量元素组成上均具有埃达克岩的特征，但它们在形成时间上明显不同，俯冲-碰撞型形成于早石炭世晚期（320Ma±）, 或早泥

盆世（375 Ma±）；而底侵（后造山）型形成于晚二叠世（250 Ma±）。它们在主、微量元素和 Sr、Nd 同位素组成上具有较明显差异，反映了这两类埃达克岩及其家族岩石在成岩构造背景及成岩过程上的差异。

4.1. 两种不同的构造背景

从成岩年龄及其 Sr、Nd 同位素组成特点，阿拉套山为代表的俯冲-碰撞型埃达克岩的形成与洋壳的俯冲及与陆块的碰撞作用有关，其中阿拉套山，土屋-延东等已进入主碰撞期，其 Sr、Nd 同位素组成与新生代俯冲洋壳熔融形成的岛弧型埃达克岩很相似，它们代表了新疆北部晚古生代时洋壳的俯冲-碰撞作用，俯冲的洋壳部分熔融形成埃达克岩。

阿吾拉勒埃达克岩则形成于新疆北部晚古生代造山作用的末期后造山阶段。这种埃达克岩的形成与俯冲作用无关，是玄武质岩浆的底侵作用导致地壳加厚和下地壳熔融形成埃达克岩。西天山巨厚的地壳（52-62km）及近 20km 厚复杂的壳幔过渡层, 高热流值达 100mw/m^2, 为准噶尔和塔里木盆地的两倍。阿尔泰富蕴及西天山托云地区出露的基性麻粒岩，年龄分别为 271±6Ma（厉子龙等内部资料，2005）和 253±3Ma（郑建平等，2005），这些特点均为本区底侵作用提供了佐证。

4.2. 不同的成岩过程

由于所形成的构造背景不同,导致两类埃达克岩的成岩过程也不同。对于阿拉套山型, 由于其源于俯冲洋壳的部分熔融, 所形成的埃达克质熔体穿过上覆地幔楔并与之发生反应, 这种过程一方面使原始埃达克质熔体本身成分发生变化, 如 MgO 含量增加, Mg#增加, SiO_2、 K_2O、Na_2O 含量降低, 高场强元素 Ti、Nb、Ta、Zr、P 等增加；另一方面，当埃达克质熔体交代地幔楔橄榄岩并发生熔融时，即熔体交代产生熔融，可形成富 Nb 玄武岩，如在阿拉山口、富蕴南以及克拉玛依钻孔中均出现富铌玄武岩，它与埃达克岩的区别是 SiO_2 低，但明显富 Nb 等高场强元素，Nd 同位素显示更为亏损，即 $\varepsilon_{Nd}(t)$为较高的正值，显示了亏损地幔楔与洋壳部分熔融熔体的混合。

由玄武质岩浆底侵导致下地壳部分熔融所形成的阿吾拉勒型埃达克岩，其熔体形成后与地壳发生反应，这种埃达克岩与俯冲洋壳部分熔融形成的埃达克岩相比，K_2O 含量高，而 MgO 含量和 Mg# 低，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值略高，而 $\varepsilon_{Nd}(t)$值降低（低正值），显示了其成岩过程中地壳物质的混染作用。

4.3. 区域动力学及其成矿作用

应该指出的是，上述两类埃达克岩与新疆北部晚古生代岩浆活动是相一致的。阿拉套山埃达克岩与区内较广泛分布的碱性花岗岩和橄榄玄粗岩（Shoshonite）的形成时代是一致的（330-290Ma），均为早石炭世末到早二叠世，反映了该时期海洋已基本关闭，进入造山过程的主碰撞期，相应的岩浆活动为以富碱为特征，形成了较大面积的碱性花岗岩（含碱性暗色矿物或以钾长石为主）及富碱（高钾）的火山岩——橄榄玄粗岩。而阿吾拉勒型埃达克岩与玄武质岩浆的底侵作用有关，与区内较广泛产出的基性岩脉、双峰式火山岩，以及一些富碱的花岗岩小岩株产出相对应，如喇嘛昭富碱花岗岩锆石 SHRIMP 年龄 276±9 Ma（王涛等内部资料）、大哈拉苏富碱花岗岩锆石 TIMS 年龄 256±3 Ma（洪大卫等，2005），显示了北疆地区造山过程已进入晚期，转入非造山过程的板内阶段。

另一重要特点是与两类埃达克岩相关形成了铜的成矿作用，在东天山的土屋-延东、赤湖，与斜长花岗斑岩有关，发育了斑岩铜矿，目前已达到超大型规模。与阿吾拉勒型埃达克岩（石英钠长斑岩）有关，在阿吾拉勒山尼勒克产出了莫斯早特、奴拉赛、克孜克藏、克孜克藏南及穷布拉克、群吉萨依和克孜布拉克，以及东天山的三岔口（斜长花岗斑岩）等铜矿床（点），它们目前的规模远不如土屋-延东，但已有的物、化探及初步勘查表明，这类铜矿床也具有良好的找矿前景。

新疆博格达南缘后碰撞期陆内裂谷和水下滑塌构造研究

舒良树　朱文斌　王博

南京大学地球科学系和成矿作用国家重点实验室，江苏　南京 210093

近年我们对博格达山南麓七角井-车轱辘泉一带和乌鲁木齐市白杨沟地区晚古生代后碰撞期陆内双峰式火山岩进行了较系统地几何学、岩石学、地球化学和定年学等研究。工作中，在乌鲁木齐东侧 5 0 km 处的白杨沟发现一个后碰撞期水下滑塌构造。通过测制剖面、系统采样和分析测试，初步确定它和七角井-车轱辘泉一带的双峰式火山岩形成背景相似，均为早二叠世陆内裂谷环境的产物。研究表明，在博格达山南缘的七角井-车轱辘泉一带，玄武岩和流纹岩互层产出，构成厚度较大的后碰撞期双峰式火山岩系，呈近东西方向平行造山带展布，堆积在早二叠世红色磨拉石之上；在白杨沟一带，后碰撞水下滑塌堆积岩与火山岩共存，构成一个厚 1300m 的滑塌构造剖面，由水下滑塌堆积岩夹双峰式火山岩带、枕状熔岩-气孔状玄武岩带和复理石-硅质岩带所组成。其底部以北东走向的拆离断层和晚石炭世灰岩、砂岩岩层接触。在岩石地球化学特征上，火山岩的 SiO_2 含量在53%-67%之间出现间断。其中，流纹岩 SiO_2 平均 71.65%, CaO 2.15%, Na_2O 与 K_2O 含量相近(3.2-3.7%), 含碱量>含钙量，ANKC 值>1.1；轻稀土富集、稀土总量高，铕亏损，具明显 Eu 负异常。与之共生的玄武岩则以富硅贫碱为特征，SiO_2 平均 51.05%，TiO_2 含量变化较大，轻稀土轻度富集，铕异常不明显，属拉斑系列玄武岩类。其特征和东非阿法尔裂谷的双峰式火山岩相近，反映陆内裂谷环境。对滑塌堆积岩带中的辉绿玢岩作锆石 U-Pb 测年，获 289±5Ma 年龄值，相当于二叠纪初期。从晚二叠世开始，全区处于相对稳定的剥蚀-堆积环境中，形成了厚度较大的磨拉石，并逐渐演化为三叠纪的准平原化环境。

关键词　双峰式火山岩　水下滑塌堆积构造　后碰撞作用　晚古生代　博格达南缘

新疆北部及邻区地壳构造格架及其形成过程的探讨

李锦轶等

中国地质科学院地质研究所，北京 100037，e-mail: jyli@cags.net.cn

基于作者近 20 年来在新疆北部地质调查积累的资料，并结合对现有地质地球物理资料的综合分析，本文提出了新疆北部及邻区地壳构造分区和构造分层的新方案。在这一构造分区方案中，新疆北部及邻区的地壳，以古洋陆格局演变为主线，被划分为西伯利亚、哈萨克斯坦、塔里木、喀拉塔格和敦煌等五个古板块。其中，喀拉塔格古板块是新元古代地壳作为基底的古岛弧与其周围的洋岩石圈组成的板块，其残迹保存在西伯利亚和哈萨克斯坦与塔里木和中朝古板块之间的碰撞带之中，其范围从南天山向东，经过北山到内蒙古中部；阿尔泰山、东准噶尔、准噶尔－吐哈地块是西伯利亚古板块的一部分，西准噶尔和伊犁地块及其以北的西天山是哈萨克斯坦古板块的组成部分，查尔斯克－斋桑带、依连哈比尔尕带和康古尔塔格带，被作为西伯利亚古板块的南界，南天山被作为哈萨克斯坦与塔里木古板块的碰撞带；该区的地壳构造分区的总体特征是不同时代显生宙造山带与古老地块的镶嵌；在纵向上，该区地壳被划分为震旦纪-石炭纪、二叠纪至侏罗纪和白垩纪以来等三个构造层，反映出该区地壳不同演化阶段形成的地质体相互叠覆的特征，以及后期的构造变动对早期的改造。结合古地磁和古生物地理区的演变等资料，对上述地壳构造格架的形成过程，进行了探讨。该区地壳的镶嵌与叠覆的结构特征，反映出该区地壳演化的动力学，即与板块之间的相互作用有关，也与软流圈（？）地幔与上覆岩石圈的相互作用有关。

关键词：新疆北部及邻区，地壳结构与演变，镶嵌与叠覆，板块，地幔与岩石圈、相互作用

郯庐断裂带在华北与华南板块碰撞中的作用

朱光, 刘国生, 牛漫兰, 王勇生, 谢成龙

合肥工业大学资源与环境工程学院，安徽 合肥 230009

NNE 向延伸、长达 2400 km 的郯庐断裂带是中国东部最大的巨型断裂带。该断裂带对于理解东亚大陆中生代构造起着关键的作用（Xu et al., 1987）。郯庐断裂带左行错开华北与华南板块之间的大别—苏鲁造山带达 550 km，其错开的时间与机制仍存在着争议。许多学者（Lin & Fuller, 1990; Okay et al., 1992; Yin & Nie, 1993; Li, 1994; Chang, 1996）认为该断裂带形成于华北与华南板块陆-陆碰撞中的晚三叠世(印之运动)。对于断裂带的形成已经提出了多种同造山模式，如：转换断层模式(Okay et al., 1992)、嵌入边界模式(Yin and Nie, 1993)、缝合线模式 (Lin and Fuller, 1990)，撕裂断层模式(Li, 1994)、枢纽断层模式(Chang, 1996)等。Xu and Zhu (1994)主张郯庐断裂带起始于晚侏罗到早白垩世太平洋伊泽奈奇板块斜向俯冲于东亚大陆期间，而在华北与华南板块碰撞时期是不存在的。近年来构造、年代学、前陆沉积与变形研究为该断裂带的同造山运动提供了有力的证据。

沿郯庐的走滑构造主要为早白垩世左行韧性剪切带(Zhu et al., 2005)。最近的研究发现，这些早白垩世走滑剪切带中仍残留有早期的左旋走滑构造。大别造山带东缘早期剪切带在早白垩世剪切带中断续出现，优势走向为 50°～60°，主要呈现为高绿片岩相糜棱岩。早期的糜棱岩具有较陡的面理和较缓的线理，糜棱面理倾角为 60°～ 85°，矿物拉伸线理倾伏角为 10°～ 20°。苏鲁造山带西缘早期的北北东向走滑剪切带出现在晚期早白垩世走滑剪切带东侧，呈现为具有陡立面理与缓倾线理的高温、高压糜棱岩。这些早期剪切带中的 S-C 组构、旋转残斑及一系列显微构造都指示了左旋剪切。

大别山东缘 7 个早期走滑糜棱岩中多硅白云母样品分别给出了 181.4±0.5 Ma、181.6±0.8 Ma、189.1±1.3 Ma、190.9±1.2 Ma、191.8±1.3 Ma、196.6±1.3 Ma 和 197.7±1.7 Ma 的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄, 应代表了郯庐断裂带早期走滑运动的不同冷却时间。苏鲁造山带西缘早期走滑糜棱岩中的 10 个多硅白云母残斑分别给出了 221.3±1.6 Ma 至 666±12 Ma 的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄, 明显受到了过剩氩的影响。而 2 个基质中新生的多硅白云母给出了 209.9±1.8 Ma 和 214.3±1.8 Ma 的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄，代表了剪切带的冷却时间。这些年代学数据显示，郯庐断裂带起源于华北与华南板块在晚三叠世的碰撞期间。

大别苏鲁造山带周缘的前陆沉积为上三叠至中侏罗统。钻井与地震资料显示，大别造山带以北、郯庐断裂带以西的合肥盆地内，侏罗系的沉积厚度向郯庐断裂带一侧增加。这表明合肥盆地内侏罗系的沉积受到郯庐断裂带运动的控制。郯庐断裂带以东的前陆沉积也显示近断裂带一侧厚度增加。地层残留等厚线随着接近郯庐断裂带而由 NEE 向逐渐变为 NE 向。郯庐断裂带以东前陆沉积的源区研究显示，它们来自大别造山带的高压—超高压变质岩。这些前陆沉积格局也指示大别、苏鲁造山带沿郯庐断裂带的左行错开发生在上三叠统地层沉积之前。

大别—苏鲁造山带周缘都出现了与华北、华南板块碰撞有关的前陆变形构造。合肥盆地内地震勘探资料显示，前侏罗纪基底中的印支期前陆逆冲构造向着郯庐断裂带旁明显增加，表明受到了板块碰撞期间郯庐断裂带活动的影响。郯庐断裂带以东的前陆褶皱与逆冲断层随着接近断裂带而走向由 NEE 转为 NE 向，也显示受到了造山期郯庐断裂带左行平移的影响。这一系列现象表明，前陆变形构造与郯庐断裂带造山期的活动是同时的。

上述构造、年代学、前陆变形与沉积等都指示，郯庐断裂带在华北与华板块的陆—陆碰撞中发生了左行平移断裂活动。这一断裂活动可以是陆内转换断层或板块斜向汇聚边界的结果。如果当时郯庐断裂带是一斜向汇聚边界，就应有嵌入式碰撞。可是，大别与苏鲁造山带发育了同等规模的超

高压变质带，并且榴辉岩的 Sm-Nd 定年也指示这两个造山带内的峰期变质时间是一致的(e.g. Li., 1996)。这些事实并不支持碰撞造山期间郯庐断裂带是嵌入碰撞中的边界 (Yin and Nie, 1993)。因而，华北与华南板块碰撞造山期间郯庐断裂带应是以陆内转换断层的形式出现的。这一转换断层活动是由于两大板块汇聚速度差引起的。在早白垩世，由于太平洋区伊泽纳奇（Izanagi）板内向东亚大陆下的高速俯冲，郯庐断裂带再次被利用而出现左行平移(Zhu et al., 2005)。

参考文献：

Chang, E. Z., 1996. Collision orogene between north and south China and its eastern extension in the Korean Peninsula. Journal of Southeast Asian Earth Sciences 13, 267-277.

Li, S. G., Jagoutz, E., Xiao, Y., Ge, N., Chen, Y., 1996.Chronology of ultrahigh-pressure metamorphism in the Dabie mountains and Su-Lu terrane: Ⅰ.Sm-Nd isotope system. Science in China (Series. D) 39, 597-609.

Li, Z. X., 1994.Collision between the north and south blocks: A crust-detachment model for suturing in the region east of the Tan-Lu fault. Geology, 22, 739-742.

Lin, J. L., Fuller, M., 1990. Paleomagnetism, North and South China collision, and the Tan-Lu fault. Philosophy Transaction of Royal Society of London A331, 589-598.

Okay, A. I., Sengor, A. M. C., 1992. Evidence for intracontinental thrust related exhumation of the ultra-high-pressure rocks in China. Geology 20, 411-414.

Xu, J. W., Zhu, G., Tong, W. X., Cui, K. R., Liu, Q., 1987. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: a major shear system to the northern of the Pacific Ocean. Tectonophysics 134, 273-310.

Xu, J. W., Zhu, G., 1994. Tectonic models of the Tan-Lu fault zone, eastern China. International Geology Review 36, 771-784.

Yin, A., Nie, S. Y., 1993. An indentation model for the North and South China collision and the development of the Tan-Lu and Honam fault system, eastern Asia. Tectonics 12, 801-813.

Zhu, G., Wang, Y. S., Liu, G. S., Niu, M. L., Xie, C. L., Li, C. C., 2005. $^{40}Ar/^{39}Ar$ Dating of Strike-slip Motion on the Tan-Lu Fault Zone，East China. Journal of Structural Geology 27（8）:1379-1398

.

阿尔泰山南缘花岗岩的锆石 U-Pb 年代学及其地球化学特征

袁 超[1] 孙 敏[2] 肖文交[3] 夏小平[2] 陈汉林[4] 李继亮[3]

1 中国科学院广州地球化学研究所，广州 510640
2 香港大学地球科学系
3 中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029
4 浙江大学地球科学系

作为中亚造山带的重要组成部分，阿尔泰山的构造演化一直是学术界关注的焦点之一。由于缺少可靠的年代学资料和高质量的地球化学数据，目前对本地区的构造岩浆活动特征尚未形成统一的认识。早期的研究认为阿尔泰的岩浆活动以海西期为主，加里东期的岩浆活动仅零星地分布于阿尔泰山的东北部地区。近年来，对中亚造山带地壳增长机制的研究成为学术界探讨的一个热门话题，花岗岩作为大陆地壳的一个重要组成部分，在揭示地壳的增长和造山带构造演化方面具有无可替代的优势。尽管早期对该区的部分花岗岩开展过一些系统的研究工作，但主要集中在非造山或造山后的花岗岩，而对于与造山活动密切相关的钙碱性花岗岩的研究却相对薄弱。本研究选择阿尔泰山南缘一些代表性的花岗岩体开展了 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 年代测定和系统的主、微量元素地球化学分析，以期对这些花岗岩的形成时代和产生机制有更深入的认识。

所选择的花岗岩体位于阿尔泰山的南缘，包括西段的哈巴河、中段的塔尔浪杂岩体和喀拉塔斯岩体，以及东段分别位于可可托海西侧和南侧的铁买克乡和吐尔洪乡的粗粒黑云母花岗岩－花岗闪长岩。哈巴河和喀拉塔斯岩体为灰白色中粒花岗闪长岩－石英闪长岩，塔尔浪杂岩体的岩性变化较大，为灰白色－灰黑色二云母花岗岩－黑云母花岗岩－肉红色二长（钾长）花岗岩。与哈巴河和可可托海等岩体不同，塔尔浪杂岩体呈现片麻状构造。从岩体中分选出的锆石均具有典型的岩浆锆石特征，未发现明显的残留核。锆石的 U-Pb 年代测定在香港大学的 ICP-MS 实验室完成，其中测得哈巴河花岗闪长岩为 318±6 Ma，明显小于前人的 Rb-Sr 结果（360±11 Ma）。塔尔浪杂岩体中，片麻状二云母花岗岩（411±5 Ma；414±7 Ma）和灰黑色片麻状花岗岩（398±9 Ma；406±5 Ma），肉红色细粒二长花岗岩（400±8 Ma）明显具有相似的锆石 U-Pb 年龄。相比之下，侵位于泥盆纪地层中的肉红色中粗粒片麻状二长花岗岩的年龄则相对年轻（357±7 Ma），同时分析中检测到一颗较老的锆石，其谐和年龄为 469±12 Ma，可能为岩体侵位过程中捕获的。

可可托海西侧的铁买克乡粗粒黑云母花岗闪长岩规模较小，其锆石 U-Pb 年龄为 466±12 Ma，明显早于本区其它的花岗岩体而与阿尔泰山中段肉红色中粗粒片麻状二长花岗岩中捕虏的锆石年龄相当。可可托海以南吐尔洪乡的一个黑云母花岗岩体的锆石年龄明显分成了两组，一组由四个锆石颗粒组成并产生了 416±9 Ma 的谐和年龄，另一组由相对年轻的 8 个锆石颗粒组成，其 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为 359±5 Ma，与阿尔泰山中段的肉红色中粗粒片麻状二长花岗岩相当。

对于难于开展锆石 U-Pb 定年的一些中基性侵入体，本研究通过开展角闪石的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年。其中，对喀拉塔斯岩体的测年工作获得了 267.1±3.7 Ma（坪年龄）和 264.6±4.4 Ma（等时线年龄）的年龄结果。这一结果与塔尔浪地区一个角闪辉长岩的年龄（坪年龄 266.9±4.2Ma）基本一致，显示在晚古生代曾经有过一次重要的构造热事件。

地球化学方面，尽管这些花岗岩具有较大的组成变化范围（SiO_2=58.12~74.86 wt%），但均显示出次铝质至轻微过铝质（ACNK<1.1）以及中钾或高钾钙碱性的特征。在基于 QAP 组成的花岗岩分类图上，这些花岗岩主要分布于二长花岗岩－花岗闪长岩－石英闪长岩区。微量元素方面，这些花岗岩相对富集大离子亲石元素，相对亏损高场强元素（Nb/Nb*~0.1），具有中等程度的轻稀土（La/Yb_N

=3~11）富集和相对平缓的重稀土分布（Gd/Yb_N<3）以及不同程度的负铕异常（δEu～0.2），显示出典型的中上地壳特征。在多种构造环境判别图上，这些花岗岩均落在与消减有关的区域内。

上述结果显示，阿尔泰山南缘沿北西向分布有至少两期的加里东期岩浆活动，分别形成于约 460 Ma 和 ~400 Ma，表明早古生代时期阿尔泰地区的岩浆活动规模可能超出了前人的估计。由于缺少双峰式分布特征以及同时代的板内岩浆活动，这些加里东期花岗岩最可能形成在一个活动大陆边缘环境。结合准噶尔地区发育的同时代蛇绿岩和岛弧火山岩，可以推测，本区在早古生代时期不仅发育有洋内消减活动，而且在阿尔泰山南缘也存在同时代的俯冲消减。相比之下，海西期出现了以角闪辉长岩，石英闪长岩－花岗闪长岩为代表的中基性岩浆活动，其岩石组合明显不同于加里东期的岩浆活动，显示其岩浆源区和形成机制可能发生了某种程度的改变。

额尔齐斯构造带东段构造变形特征*

陈柏林　　陈正乐
中国地质科学院地质力学研究所，北京，100081

额尔齐斯构造带位于西伯利亚板块南缘的阿尔泰古生代造山带内，西起哈巴河县，经布尔津、富蕴，东到青河县。呈北西西向延伸，北西西向长大于 500km，宽大于 50km，是北疆地区重要的大地构造界线，也是重要铜金铁多金属成矿带。对额尔齐斯构造带变形特点的认识比较多，曲国胜（1991，1992）最早提出“挤压带”，而后被认为是大型韧性剪切带型，并把而该构造带西段（也称玛尔卡库里段）上的哈巴河等地的多拉那萨依和赛都金矿床及中东段的萨尔布拉克金矿床归为受大型韧性剪切带控制的金矿床类型（芮行健等，1993；刘悟辉等，1999；陈华勇等，2000)。但是，对额尔齐斯构造带的变形特征描述比较少，而且对其变形性质也存在争议。本文以额尔齐斯构造带东段为例，通过野外详细的中小尺度构造、微构造观测和室内组构测试，将东段的额尔齐斯构造带分为南中北 3 个亚带，并认为 3 个亚带具有不同的构造变形性质，是形成于不同地球动力学条件下的构造变形形迹。

1. 地质概况

研究区位于阿尔泰造山带南东段的富蕴—青河段，即额尔齐斯构造带的东段。区域地质资料表明，晚古生代，由于准噶尔洋向西伯利亚板块俯冲消减，地处西伯利亚板块南缘的阿尔泰地区形成了较为完整的沟-弧-盆体系；早石炭世末，洋盆闭合，哈萨克斯坦-准噶尔和西伯利亚两大陆发生碰撞造山，形成古生代增生造山带。本文所指的额尔齐斯构造带东段即相当于喀拉通克岛弧与可可托海-青河陆缘岩浆弧之间的弧-陆碰撞带（杨树德，1993；王元龙等，2001）。

区内自下而上依次出露的岩系是：中-上奥陶统哈巴河群结晶片岩、片麻岩、混合岩夹大理岩，志留系库鲁姆提群结晶片岩、变质酸性火山岩和砂砾岩、下泥盆统康布铁堡组（玛因鄂博组）片麻岩、片岩和变质流纹岩，下泥盆统托让格库都克组中酸性火山岩夹凝灰岩，中泥盆统北塔山组中基性火山岩夹硅质岩、凝灰质碎屑岩，中泥盆统阿勒泰组角闪片岩夹片麻岩，中泥盆统蕴都喀拉组中酸性火山岩夹火山碎屑岩，下石炭统黑山头组凝灰质碎屑岩夹生物碎屑灰岩，下石炭统南明水组砂岩、粉砂岩夹砾岩、凝灰岩、炭质板岩，中石炭统哈尔加乌组英安斑岩、凝灰角砾岩和酸性凝灰熔，上石炭统喀喇额尔齐斯组硅质岩、片岩片麻岩、混合岩夹变质酸性火山岩，以及少量二叠系碎屑岩和志留系含煤碎屑岩西。同时，区内出露比较多的海西期中酸性岩浆岩，大多数呈带状、条带状展布，以中带和北带尤为明显，南带岩浆岩出露比较少，北带以北主要呈面状出露。

其中下石炭统南明水组、上石炭统喀喇额尔齐斯组（部分中泥盆统阿勒泰组）和下泥盆统康布铁堡组（玛因鄂博组）是额尔齐斯构造带南中北 3 个亚带发育的部位。

2. 构造带的划分与宏观展布

根据地表展布和构造变形特征可以将额尔齐斯构造带东段划分为南、中、北三个亚带。

（1）南亚带即是萨尔布拉克—科克萨依带：自富蕴县萨尔布拉克金矿至青河县科克萨依金矿一带，长近 200km，宽度 3～5km，出露于喀拉通克—卡拉先格尔脆性逆冲断裂以南，在 635 水库南侧一带被第四系覆盖。该带主要出露下石炭统南明水组砂岩、粉砂岩夹砾岩、凝灰岩、炭质板岩地层，变形主要表现为密集劈理化带，劈理走向 280～290°，近直立，最密集的部位劈理密度可以达到 5～10 条/cm，劈理面上矿物重结晶比较弱，肉眼难以辨别出片状矿物，也不发育矿物拉伸线理（a-

*国家科技攻关项目（编号 2001BA609A-07-02）和国家基础规划研究项目（编号 2001CB409808）资助

线理），反映的是在偏脆性变形域发生的以压扁为主的构造变形特点。

（2）中亚带即 635 水库北—富蕴—卫东带：西北自 635 水库北侧，经富蕴县，至青河县卫东镇及其以东一带，长近 220km，宽度 2～4km，中亚带以喀拉通克—卡拉先格尔脆性逆冲断裂为南界，以额尔齐斯—玛因鄂博脆性断裂为北界。在北北西向的可可托海—二台断裂以西的中西段（635 水库北一带至富蕴县及其以东）出露上石炭统喀喇额尔齐斯组硅质岩、片岩片麻岩、混合岩夹变质酸性火山岩，在可可托海—二台断裂以东的东段（哈腊苏—卫东及其以东）主要出露下石炭统南明水组砂岩、粉砂岩夹砾岩、凝灰岩、炭质板岩地层中；中亚带的主要变形表现是由规模不等的 a-型褶皱、鞘褶皱、窗棱构造等组成的强烈剪切高应变带，a-线理十分发育，走向 290～310°，a-线理总体为中-低的侧伏角（5～30°），并以向南东侧伏为主；鞘褶皱的舌状指向北西西为主，反映为左行剪切变形特征；不同段原岩变质程度有明显不同，中西段喀喇额尔齐斯组地层的岩石变质比较深，而东段南明水组地层的岩石变质比较浅；该带最特出的是在东段的老山口—卫东及其以东一带，形状各异的鞘褶皱十分发育，反映的是在偏韧性变形域发生的以强烈的剪切为主的构造变形特点。

（3）北亚带即库尔提—玛因鄂博带：西北起于富蕴县库尔提西北侧，经富蕴县、苏普特、乌恰沟，至青河县卫东镇北侧，长近 200km，宽度 4～6km，整体出露在额尔齐斯—玛因鄂博脆性断裂以北。该亚带主要出露下泥盆统康布铁堡组（玛因鄂博组）片麻岩、片岩和变质流纹岩，北亚带的主要变形表现是由规模不等的 a-型褶皱和糜棱状岩石组成的强变形带，总体上 S 面理非常发育，a-型线理相对弱一些，在一些剪切变形比较明显的部位发育 S-C 组构、和σ型和δ型残碎斑晶系，指示左行剪切变形。S 面理走向 310～320°，倾向北东，倾角 40～70°，a-型线理为中-低角度（5～30°）南东侧伏为主。岩石变形变质作用明显，片状矿物结晶比较大，反映的是在比较深层次的韧性变形域发生的压扁剪切变形为主的构造变形特点。同时在玛因鄂博脆性断裂带上盘的长英质糜棱岩中发现有假玄武玻璃，反映玛因鄂博脆性断裂的存在及其活动特点。

3. 微构造与组构特征

通过显微镜下观测，上述三个亚带在显微构造特征、构造岩的 X 光石英组构特征、磁组构特征等方面均有一定的差异，并呈现有规律的变化。

（1）南亚带劈理化岩石仅仅有微弱的绢云母重结晶，显微构造显示多为对称组构；构造岩（劈理化岩石）的 X 光石英组构显示极密不明显或者没有定向组构，但是绢云母具有较为明显的定向组构；在磁组构上磁化率各向异性度普遍较小（P 值小于 1.15），而且磁面理较发育，磁线理不发育，反映较小应变的压扁变形。

（2）中亚带变形岩石绢云母重结晶比较明显，表面有较明显的丝绢光泽，显微构造显示多为不对称组构，显微σ型和δ型残碎斑晶系、显微 S-C 组构也明显可见；变形岩石的 X 光石英组构显示极密比较明显，而且石英光轴定向表现为近于垂直宏观面理，说明石英是沿近底面滑移系发生的，反映比较低的变形温度条件；在磁组构上磁化率各向异性度普遍较大（P 值为 1.10～1.65，最大 2.07），变化也比较大，而且磁面理较不发育，而磁线理非常发育，有限应变测量显示较大的应变椭球轴比大（Rxz=2.5～10，个别可达 20 以上），付林系数比较大（K=1.0～4.0），剪应变强（τ=2～5），反映强烈的剪切拉伸变形。

（3）北亚带变形岩石不仅同构造重结晶绢云母比较多，而且石英的变形也强烈，拔丝构造、动态重结晶均有发育，显微构造显示弱不对称组构，显微σ型和δ型残碎斑晶系、显微 S-C 组构也明显可见；变形岩石的 X 光石英组构显示极密比较明显，而且石英光轴定向表现为近于平行宏观面理，说明石英变形是沿柱面滑移系发生，反映变形是在比较高的变形温度条件发生的；在磁组构上磁化率各向异性度普遍较大（P 值为 1.10～1.50），而且磁面理和磁线理均发育，但磁面理相对更发育，；有限应变测量显示较大的应变椭球轴比比较大（Rxz=2.5～5.5），付林系数比较小（K=0.25～0.45 为

主，个别 0.8～1.2），剪应变（τ=1.5～3.0），反映是在较高温度条件下发生的具有一定剪切的压扁变形。

4. 主要认识

（1）额尔齐斯构造带东段分为南中北 3 个亚带，自南西向北东，变形层次逐渐边深，从偏脆性的劈理化到韧性变形的糜棱岩面理，变形样式从脆性挤压、强烈韧性剪切（拉伸）到压扁剪切变形。

（2）显微构造与组构特征自南西向北东也呈现规律性变化，从对称组构、强烈不对称组构到弱不对称组构；相应的变形岩石中的石英变形滑移系从近底面滑移系变化为沿柱面滑移系，反映变形温度逐渐升高；

（3）额尔齐斯构造带东段的变形特征可以从准噶尔洋向西伯利亚板块俯冲、消减和碰撞的地球动力学环境得以解释。变形层次的变化规律与板块自南西向北东的俯冲方向是协调的。

参考文献

1. 曲国胜，张进江. 1991. 额尔齐斯构造带. 新疆地质科学（3），北京：地质出版社， 115～131.
2. 曲国胜，何国琦. 1992. 阿尔泰造山带的构造运动. 地质学报，66（3）：193～205.
3. 芮行健，朱韶华，刘抗娟. 1993. 阿尔泰南缘原生金矿基本特征及区域成矿模式. 地质论评，39（2）：138～148.
4. 刘悟辉，廖启林，戴培根，赵晓霞. 1999. 阿尔泰南缘与韧性剪切带有关金矿床成矿特征浅析. 地质找矿论丛，14（3）：42～49.
5. 陈华勇，陈衍景，刘玉林. 2000. 新疆额尔齐斯金矿带的成矿作用及其与中亚型造山作用的关系. 中国科学（D 辑），30（增刊）：38～44.
6. 杨树德.1994. 新疆北部的古板块构造. 新疆地质, 12(1) ：1～8.
7. 王元龙，成守德. 2001. 新疆地壳演化与成矿作用. 地质科学, 36(2): 129～143.

额尔齐斯构造带东段晚古生代酸性脉岩—岩石地球化学特征及其大地构造意义*

陈正乐[1]，陈柏林[1]，宫红良[1]，李丽[1]，Stephanie R.Briggs[2], An Yin[2]，Qingyin Zhou[2]
1、中国地质科学院地质力学研究所，北京，100081
2、Earth and Space Sciences, University of California, Los Angeles, CA 90015, USA

额尔齐斯构造带位于西伯利亚板块南缘的阿尔泰古生代造山带内，呈北西西向延伸。本次研究区位于富蕴县以南地区，夹于南侧的北西西向的额尔齐斯河活动断裂和北侧的富蕴－额尔齐斯断裂之间。出露的岩石为上石炭统喀喇额尔齐斯组硅质岩、片麻岩、混合岩夹变质酸性火山岩，并有海西期浅肉色中－细粒片麻状花岗岩呈带状、条带状侵位。

酸性脉岩分布于 89°02′-89°30′,46°55′-47°05′之间，可以划分为 4 个岩墙群，呈近似等间距展布（8Km），东部走向近似 NS，往西走向发生偏转，走向变化为 N5ºE－N15ºE－N35ºE－N50ºE。酸性岩墙群切割了上石炭统片麻岩和海西期片麻状花岗岩，变形微弱，有多组方向的节理发育，岩石露头切割成砖块状。由于与围岩之间的风化差异，往往形成直线型山脊，地貌、遥感影像特征明显。野外地质调查和区调资料证实，在额尔齐斯河活动断裂南侧和富蕴断裂带北侧，都没有这套酸性岩墙侵位。

酸性脉岩岩墙一般宽在 1.5-2.5m 之间，最宽可达 5 米，长度延伸一般在 2－3Km。脉岩主要为细晶岩、闪长玢岩，呈浅白色、浅灰绿色、浅肉色，细晶结构，可见少量黑云母、角闪石等暗色矿物。镜下鉴定部分脉岩为霏细岩，呈现霏细结构，可见似斑状结构、反应边结构等，发育长石斑晶，以及少量的角闪石、黑云母斑晶，细晶岩则为花岗细晶结构。

全岩化学分析结果显示，岩石的 SiO_2 含量在 70.9%-75.4%之间，平均值为 72.85%，K_2O+Na_2O 含量介于 7.5-8.9%之间，平均为 8.1%，里特曼指数值为 1.8-2.5 之间，平均为 2.2，属于酸性钙碱脉岩。根据 SiO_2-Al_2O_3 和 SiO-FeOt／（FeOt+MgO）投图判别，这些脉岩都属于后造山花岗岩类。根据 Batchelor 和 Bowden 等的 R_1-R_2 图解，显示这些酸性脉岩都属于同造山和后造山岩浆作用结果。

酸性岩石中稀土总量变化较大，REE 为 81.08-157.17×10^{-6}，LREE／HREE 为 6.87-10.09，$(La/Yb)_N$=7.26-11.07，$(La/Sm)_N$ =3.93-5.58,$(Gd/Yb)_N$=1.33-1.75,δ(Eu)=0.51-0.95,都为负铕异常，其围岩片麻状花岗岩则为正铕异常（δ(Eu)=1.36）；δ(Ce)值基本上近似于 1，无铈异常，稀土配分型式为右倾型。酸性脉岩微量元素中 Rb 含量一般都较低（73-167×10^{-6}），大都小于世界上花岗岩中 Rb 的平均值（150×10^{-6}），反映出岩浆分异程度较低的特征；Rb/Sr 比值较低，介于 0.26-1.28 之间。

区调资料推测岩墙群为晚古生代侵位，但是缺乏定年数据。因此，我们挑选了脉岩中的锆石和钾长石，拟利用锆石的 U-Pb 年龄和钾长石的 Ar-Ar 多阶段冷却年龄，确定酸性脉岩的侵位年龄及其热演化历史。目前，测试分析正在进行之中。

额尔齐斯构造带是 Sengor 重建的中亚造山系（CAOS）的重要组成成分。前人对该带研究往往着眼于构造带两侧的鄂尔齐斯断裂的形成及其右旋走滑过程，强调了该断裂带走滑位移量对中亚造山带古构造格局重建的重要性；韩宝福等发现阿尔泰山前乌伦古河地区出露的碱性花岗岩具有高正εNd（t）值特征，推测该区在 300Ma 左右曾经经历了一期重要的地壳生长阶段；刘伟等从构造环境对结晶分异的影响角度，探讨了该构造带内碱性花岗岩的成因。本次研究，揭示出 NS-NE 走向的酸性岩墙群具有近似等间距特征，指示了该区曾经有过一期地壳拉张变形阶段，同时酸性脉岩切割了上石炭统的片麻岩和片麻状花岗岩，而且构造变形微弱，因而其形成时代、侵位机制、热演化历史及其成因的深入研究，对重塑中亚造山带形成演化过程具有重要的意义。

*国家基础规划研究项目（编号 2001CB409808）和国家科技攻关项目（编号 2001BA609A-07-02）资助.

新疆西天山“大哈拉军山组”火山岩的 SHRIMP 年代学研究*

朱永峰 周晶 张立飞

北京大学，地球与空间科学学院，北京 100871 (E-mail: yfzhu@pku.edu.cn)

在西天山地区广泛出露一套石炭纪火山—沉积岩（“大哈拉军山组”，图 1），对该火山岩开展的地球化学研究表明，这套火山岩是西南天山古洋壳俯冲到伊犁－中天山板块之下形成大陆弧的组成部分（朱永峰等，2005）。虽然“大哈拉军山组”火山—沉积建造覆盖在元古宙或志留系变质岩上，但沉积物的性质差别很大（朱永峰，何国琦，2004）。在西南天山地区出露的“大哈拉军山组”火山－沉积岩剖面上，火山岩占 85%以上。新源城南那拉提山北坡分布的火山岩以玄武岩和粗面安山岩为主（玄武岩的锆石 SHRIMP 年龄为 354Ma），海相沉积岩低于 30％。拉尔敦达坂一带出露的石炭纪火山岩主要由粗面安山岩－粗面岩（锆石 SHRIMP 年龄为 313Ma）和流纹岩组成（朱永峰等，2005）。覆盖在该火山岩剖面之上的火山岩的 K－Ar 年龄为 290～306Ma（阿吾拉勒山，赵振华等，2004）。在拉尔敦达坂东部的小布鲁斯台—巴仑台—莫托萨拉地区，早石炭世的沉积为马鞍桥组的磨拉石建造（缺失火山岩）。我们从不同地区的火山熔岩中分选出锆石，详细研究了“大哈拉军山组”火山岩的 SHRIMP 年代学问题。

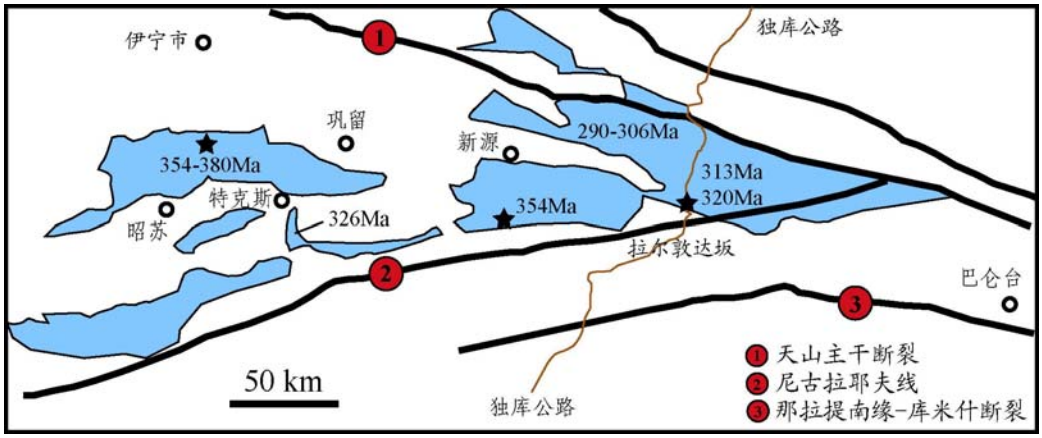
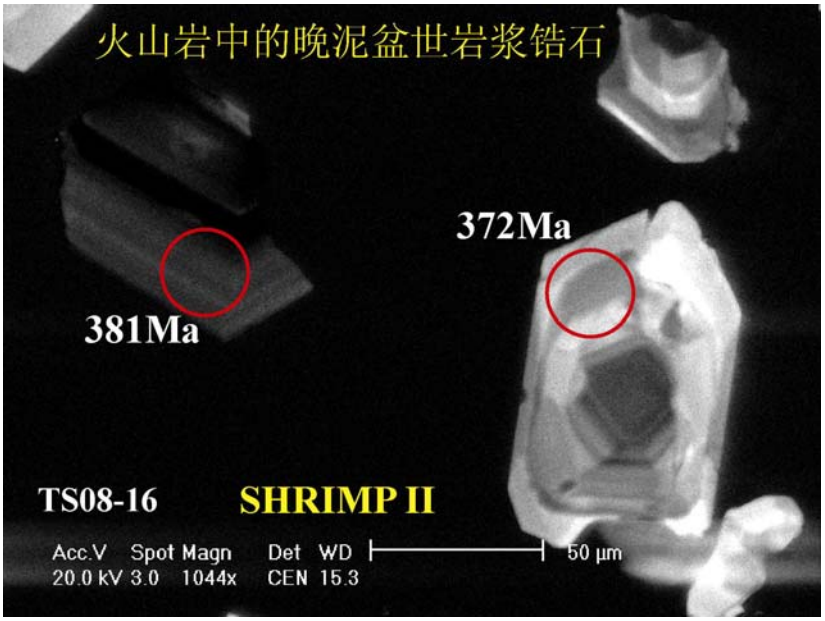


图 1　西天山地区的构造框架图，图中标出了石炭纪火山－沉积岩的分布地区以及同位素年龄

西天山不同地区火山岩的岩石学特征以及地球化学特征差别很大，熔岩中锆石的 Th、U 含量及其比值也在很大范围内变化（Th/U＝0.3～3.3）。“大哈拉军山组”火山熔岩中岩浆锆石的形成年龄明显可以分为三组：～375Ma、～350Ma 和～310Ma（从晚泥盆世到晚石炭世）。这些锆石 SHRIMP 定年结果清楚地显示，所谓的“大哈拉军山组”是一个大口袋，里面装满了从晚泥盆世到晚石炭世的火山－沉积岩。因此，大哈拉军山组必须解体，至少要分解成三个组，它们应该分别对应于晚泥盆世、早石炭世和晚石炭世三个地质时期。从目前所掌握的资料看，西天山西部特克斯－昭苏一带的火山岩主要由晚泥盆世－早石炭世喷发的火山岩组成，西天山中部新源城南沿那拉提北坡分布的火山岩形成于早石炭世，西天山东部的拉尔敦达坂－阿吾拉勒一带的火山岩则形成于晚石炭世。这种区别对深入研究西天山古生代的地质演化以及在该地区的找矿工作具有重要意义。

*国家重点基础研究发展规划“中国西部中亚型造山与成矿”2001CB409802 课题和国家自然科学基金项目（批准号 40342018）资助



伊犁板块南缘在早石炭世所处的大地构造背景自西到东差别很大。在这一近东西延伸～1000公里的造山带中，火山活动在西部发育，向东逐渐减弱并最终消失。在西部形成火山—沉积盆地（晚泥盆－早石炭世）的同时或稍晚，东部却发育了一套陆相碎屑岩沉积（马鞍桥组的磨拉石建造）。因此，伊犁板块南缘在晚泥盆－早石炭世期间所处的大地构造环境是变化的：在西天山西部发育大陆火山弧的晚泥盆世－早石炭世期间，西天山东部处于一个相对稳定的陆内环境。

主要参考文献

新疆地质矿产局. 1993. 新疆维吾尔自治区区域地质志。北京，地质出版社.

赵振华，等，2004. 西天山北部晚古生代火山－浅侵位岩浆岩 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 同位素定年. 地球化学 32（4）：317－327

朱永峰，何国琦. 2004. 西南天山大地构造框架与早石炭世火山活动. 见：何国琦、徐新主编. 中国新疆天山地质与矿产论文集. 北京：地质出版社，29－39

朱永峰等，2005. 西天山石炭纪火山岩 SHRIMP 年代学及其微量元素地球化学研究. 科学通报，50 卷，19 期.

中天山东段富铝泥质变质岩类的形成时代及其构造意义

郭召杰　张志诚　刘树文

北京大学地球与空间科学学院，北京 100871

中天山前寒武系是一套中深变质岩系，广泛分布于托克逊县桑树园子、帕尔岗塔格、尾亚、至星星峡一带，包括星星峡群、卡瓦布拉克群、天湖群（新疆维吾尔自治区地质矿产局，1993），时代一般归属于中晚元古代。新疆维吾尔自治区地质矿产局第一区域地质调查大队（1995）在尾亚一带进行 1:50000 地质填图工作时，发现了麻粒岩，据此划分出了一套太古界和下元古界地层。我们的研究表明，该地区麻粒岩的形成与东天山星星峡-卡瓦布拉克地块上大面积分布以含红柱石、堇青石为标志矿物的高角闪岩相富铝泥质片岩、片麻岩关系密切，应是同一构造事件的产物。常见岩石类型有：红柱石黑云母片岩、红柱石石榴石黑云母片岩、夕线石黑云母片岩、石榴石刚玉钾长片岩、细粒黑云母片岩、二云母片岩等，除上述富铝片岩外，董富荣等（1996）报道了本区存在堇青石紫苏辉石麻粒岩。本区的表壳岩类岩石还有各类大理岩和少量的斜长角闪岩等。根据岩石的结构关系和变质反应特征，可以确定其变质作用至少存在两期，早期是中压到低压角闪岩相－麻粒岩相变质作用，晚期与强烈变形相关的绿片岩相变质作用。根据岩石的结构关系、矿物组合和变质条件分析不难看出, 中天山基底变质岩系的变质作用经历了从中压角闪岩相变质作用、经中低压高温变质作用－低压麻粒岩相变质作用到低压中温变质作用的一个完整的演化过程。对于麻粒岩的形成时代等，胡霭琴等（1995）、陈义兵等（1997）已经做了有益的尝试，但是未能得到可靠的年龄资料。在前人工作基础之上，我们选择了蓝晶石云母片岩、红柱石片岩、以及与片岩类岩石呈侵入接触关系的岩浆岩类岩石，进行了锆石 U-Pb 年代学分析结果如下：

表 1 中天山尾亚-星星峡一带代表性岩石单颗粒锆石 U-Pb 年龄测定结果

样品号	样品名称	产地	测试对象	年龄（Ma）	分析方法	测试单位
IW15-1	红柱石片岩	尾亚	锆石	436±12	针状锆石的年龄在 380Ma 以上，且为变质锆石	天津地矿所
				386±26		
IW11-1	石榴石白云母花岗岩	尾亚	锆石	1218±17	U-Pb 上交点	同上
				426±26	U-Pb 下交点	
				417±14	表观年龄	
X11-1/2	片麻岩	星星峡	锆石	387±14	U-Pb 下交点	同上
				713±139	U-Pb 上交点	
G97-1	兰晶石榴云母片岩	干沟	锆石	432±20	U-Pb 下交点	同 上
				1750±25	U-Pb 上交点	

上述锆石多为针状或长柱状，具有很低的 Th/U，应是变质成因的锆石。436~387Ma 的下交点年龄或者谐和年龄，应该是变质锆石的形成年龄，代表了变质作用年，根据中天山大地构造背景，我们认为上述中天山的岩石组合，代表了古生代天山造山带或岛弧的根带产物。

新疆晚古生代大陆边缘成矿系统与成矿区带初探

张连昌[1]、夏斌[2]、李文铅[2]、方维萱[3]、牛贺才[2]、唐红峰[2]、万博[1]
1,中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029
2,中国科学院广州地球化学研究所，广州 510640
3,中国科学院地球化学研究所，贵阳

新疆地处中亚成矿域的中段，地质构造负责，矿产资源丰富。本文在综合研究、境外对比的基础上，就新疆古生代大陆边缘成矿系统的成矿特征作初步探讨。

1、新疆晚古生代大陆边缘成矿系统

新疆古生代大陆边缘经历了漫长时期的地质作用，壳幔作用活跃，构造运动复杂，各圈层的物质及能量交换频繁，成矿作用丰富多彩，形成多种成矿系统。以东天山、西天山、准噶尔和阿尔泰等地区的晚古生代古陆缘岛弧带、弧后盆地、弧间盆地与弧前盆地构造环境为基础，选择典型矿床（带），如阿舍勒(CuZn)、可可塔勒(PbZn)、蒙库（FeCu)、哈腊苏（Cu)、雅满苏(FeCu)、小热泉子(CuZn)、莱历斯高尔(CuMo)、喇嘛苏(Cu)、土屋－延东（Cu)、阔尔真阔腊(Au)、包古图（Cu）和阿希(Au)等十多处大（中）型矿床为重点进行解剖，利用同位素地球化学、地质年代学等方法，研究区内典型矿床的成因、成矿物质来源、成矿地质演化史；研究成矿控制因素，查明火山岩与中酸性侵入岩的空间分布、与区域构造的关系及其对成矿的控制。并与西南天山被动陆缘的成矿作用（PbZn为主）进行对比研究，以探讨古生代大陆边缘成矿系统。

按照北疆地区晚古生代大陆边缘的构造动力学和成矿特征，将大陆边缘成矿系统划分为（1）板块汇聚边缘早期（弧间或弧后）拉张环境-海相火山-盆地流体成矿系统，该成矿系统以形成块状硫化物矿床为特征，典型矿床以阿舍勒铜锌矿、可可塔勒铅锌矿和东天山小热泉子铜矿床为例；（2）板块汇聚边缘晚期挤压岛弧环境-钙碱性中酸性（或埃达克质）岩浆－斑岩/矽卡岩/浅成低温热液成矿系统，以形成与热液活动有关的铜钼金矿为特征，如西天山喇嘛苏铜矿、阿希金矿等，东天山的土屋－延东、维权等铜矿，阿尔泰哈腊苏斑岩铜矿；（3）被动大陆边缘-沉积盆地成矿系统，以西南天山沉积铅锌矿床为例。

2、北疆地区晚古生代大陆边缘主要成矿区带

北疆地区晚古生代大陆边缘成矿系统主要成矿区带（成矿亚系统，从北向南）包括：

（1)、阿勒泰南缘-东准-东天山（西伯利亚板块南缘）晚古生代活动大陆边缘成矿区

a、可可塔勒弧后盆地 Fe-Cu-Pb-Zn 多金属成矿带，代表矿床包括可可塔勒铅锌矿、蒙库铁（铜）矿、铁木尔特铅锌铜矿等。

b、阿舍勒弧内（间）盆地 Cu-Zn 块状硫化物成矿带，代表矿床为阿舍勒铜锌矿。

c、阿尔曼太（扎河坝）-卡拉先格尔岛弧斑岩-矽卡岩 Cu-Au 成矿带，代表矿床有索尔库都克矽卡岩铜矿、乌伦布拉克铜矿和新近发现的哈腊苏斑岩铜矿。

d、哈尔里克火山弧 Cu-Pb-Zn-Ag 成矿带，以小白石头泉多金属矿为例。

e、大南湖岩浆弧 Cu-Mo-Au 成矿带，代表矿床有土屋-延东斑岩铜矿，小热泉子火山岩型铜矿。

g、雅满苏火山弧（后）Fe-Cu-Au 成矿带，代表矿床为雅满苏铁矿，阿齐山铁矿。

（2)、西准洋内弧成矿区带

a、萨吾尔火山弧 Au 成矿带，代表矿床有阔尔真阔腊和布尔克斯岱浅成低温金矿。

b、达拉布特洋内弧斑岩铜矿成矿（区）带，代表矿床为新近发现的包古图斑岩铜矿。

（3）、西天山（伊犁地块）活动大陆边缘成矿区

a、赛里木弧铜多金属成矿带，以喇嘛苏铜矿为例。

b、博罗霍洛弧内火山盆地浅成低温金成矿带，代表矿床有阿希金矿、京希开布拉克和伊尔曼德金矿等。

（4）、塔里木板块被动大陆边缘成矿带

a、塔里木西南缘多金属成矿带，如克孜勒陶—库斯拉甫 MVT 型铅锌铜多金属成矿带。

b、塔里木西北缘多金属成矿带，如霍什布拉克和坎岭等大中型 MVT 型铅锌矿床。

3、古陆缘金属矿床分布格局对大陆侧向增生的指示意义

古陆缘金属矿床时空分布格局对陆壳侧向增生具有指示意义。通过对阿尔泰南缘-东准-东天山、西准和西（南）天山古陆缘多金属成矿系统的研究，查明三类主要成矿系统和有关矿集区产出的构造环境，揭示主要矿床类型之间的时空联系与演化规律；从矿床的时空组合作为构造环境的标志和限定，为中亚地区古生代地壳侧向增生、壳幔作用与古陆缘成矿系统模型的建立提供依据。同时利用古陆缘各成矿系统的成矿规律，指导大型矿集区的寻找。研究表明新疆晚古生代大陆边缘，尤其是活动大陆边缘具有极大的成矿潜力。

甘肃天水地区清水－张家川早古生代变质火山岩岩石地球化学特征及其构造环境*

胡　波[1]，裴先治[2]，丁仨平[2]，赵小明[2]，李佐臣[2]

1.中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029

2.长安大学地球科学与国土资源学院，陕西　西安，710054

1　区域地质概况及岩石特征

天水地区地处青藏高原东北缘，中央造山系中段祁连和秦岭造山带的接合部位。清水－张家川变质火山岩系位于祁连造山带东端，包括南部的早奥陶世（Sm－Nd 等时线年龄 463±380Ma，Rb－Sr 等时线年龄 484±38Ma）红土堡变质基性火山岩和北部的中晚奥陶世（锆石 SHIRIMP 法 U－Pb 年龄 447.4±8.5Ma 和 447.6±8.2Ma）（李曙光，2004）陈家河群变质中酸性火山岩。火山岩系呈 NWW－SEE 向带状分布于古元古界陇山岩群的南侧和新元古界葫芦河群变质碎屑岩的北侧，与它们呈区域韧性逆冲断层接触关系。红土堡变质基性火山岩与陈家河群变质中酸性火山岩之间也为构造接触关系。

红土堡变质基性火山岩以灰绿色变质玄武岩为主夹少量灰白色—浅灰色硅质岩，有少量同时代同成分辉绿岩墙顺层侵入其中。岩石多呈块状构造，局部发育枕状构造；普遍发生低绿片岩相区域变质作用。

陈家河群变质中酸性火山岩以低绿片岩相变质的浅灰－浅肉红色流纹岩、斑状流纹岩和灰色－深灰色英安岩为主夹英安质、流纹质熔结角砾岩及凝灰岩，局部有灰绿色变质安山岩夹变质安山质凝灰岩。岩石多呈厚层块状构造，部分流纹岩具有流纹构造。角砾岩中角砾成分比较复杂，一种是以长英质矿物为主的浅灰色角砾，另一种为暗色角砾，角砾成分为陇山岩群变质基底的物质。

2　地球化学特征

红土堡变质基性火山岩 SiO_2 含量为 45.96%～52.16%，在 AFM 图解上呈 FeO_T 富集趋势，属于低钾拉斑玄武岩系列；TiO_2 含量（1.61%～2.17%）比 MORB 的 TiO_2 含量（平均 1.5%）略偏高，而稍低于板内拉斑玄武岩（平均 2.23%）；MgO 含量中等（3.88%～5.96%），相应的 Mg#变化范围为 48.81～56.24。稀土元素分布型式呈 LREE 弱富集型，具较高的∑REE（69.06×10^{-6}～124.97×10^{-6}），LREE/HREE 为 2.61～3.49，$(La/Yb)_N$ 为 1.89～4.52，$(La/Sm)_N$ 为 1.28~2.72，轻重稀土元素分异不明显；无明显 Eu 异常或弱的正异常（δEu 为 0.92～1.13），有明显 Ce 负异常（δCe 为 0.58～0.85）。弱富集大离子亲石元素（K、Rb、Sr、Ba），富集 Th，贫 Cr、Ni，具 Nb、Ta 和 Zr 负异常，La/Nb 比值大于 1，无明显 Ti 负异常；微量和稀土元素比值计算结果以及样品在微量元素构造环境判别图解中的投影表明其具有陆缘火山弧玄武岩、洋脊玄武岩和板内玄武岩的特征。样品在 εNd（t）－$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 相关图解上位于第二象限 OIB 源区圈定的区域边缘，偏离在地幔排列的右上方；T_{DM}（Nd）模式年龄为 1212Ma～1404Ma，平均 1290Ma；样品在 $^{207}Pb/^{204}Pb$－$^{206}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$－$^{206}Pb/^{204}Pb$相关图解上的分布表现出在DM和EMII两端元之间呈大致正相关线性排列；在Δ7/4Pb－Δ8/4Pb相关图解上，样品分布于DM和EMI及EMII三种地幔端元之间，且具有DUPAL异常。

陈家河群变质中酸性火山岩SiO_2含量为67.34%～78.06%，在AFM三角图解上呈碱富集趋势，属低钾－钾质钙碱性系列；具较低的TiO_2含量（0.12%～0.72%）。稀土元素分布型式呈LREE富集型，

*国家自然科学基金重点项目（编号：40234041）和教育部科学技术研究重点项目（编号：104175）资助成果。

作者简介：胡波（1976—），女，博士研究生，矿物学、岩石学、矿床学专业。E-mail：hubozxm@mail.iggcas.ac.cn。

具较高的∑REE（135.20×10^{-6}～274.92×10^{-6}），LREE/HREE为4.85～8.27，$(La/Yb)_N$为5.13～10.20，$(La/Sm)_N$为3.04～7.15，$(Gd/Yb)_N$为0.95～1.30，轻重稀土及轻稀土本身的分馏较明显，而HREE型式较平坦；有明显Eu负异常。富集大离子亲石元素（K、Rb、Ba），强烈富集Th，亏损P、Ti、Cr等高场强元素，具Nb、Ta负异常；洋脊花岗岩标准化的微量元素蛛网图型式同牙买加火山弧型花岗岩微量元素蛛网型式相近（Pearce et al，1984）；在长英质火山岩和花岗岩的构造环境判别图上，均表现出岛弧型火山岩和花岗岩的特征。样品在εNd（t）－$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$相关图解上大部分位于第四象限，接近地幔源区，且向右方偏离地幔排列；在$^{207}Pb/^{204}Pb$－$^{206}Pb/^{204}Pb$相关图解上，分布于下地壳圈定的区域；在$^{208}Pb/^{204}Pb$－$^{206}Pb/^{204}Pb$相关图解上，分布于上、下地壳重合的区域。

3 讨论

红土堡变质基性火山岩所夹的少量硅质岩及变质玄武岩局部发育枕状构造和杏仁构造反映出变基性火山岩形成于海相沉积环境；顺层侵入的同时代同成分的辉绿岩墙表明火山岩形成时处于拉伸的构造环境下。地球化学特征表明，红土堡变质基性火山岩属于低钾拉斑玄武岩系列，稀土元素分配型式及微量元素特征表现出火山岩具有陆缘火山弧玄武岩、洋中脊玄武岩、板内玄武岩以及弧后盆地玄武岩的性质；Sr、Nd、Pb 同位素特征及样品的 DUPAL 异常表明基性岩浆可能来源于受俯冲流体交代的富集地幔楔，并遭到陆壳物质的混染。上述地质和地球化学特征及其构造环境判别显示基性火山岩可能形成于汇聚板块边缘的弧后板内裂陷－小洋盆构造环境。

陈家河群变质中酸性火山岩在后川峡一带出露有陇山岩群岩层，二者之间以伸展断层接触，说明变中酸性火山岩的下伏基底岩石即是古元古界陇山岩群；部分熔结角砾岩中的角砾有来自陇山岩群变质基底的物质，暗示火山岩中可能混合有陇山岩群变质基底的成分。地球化学特征表明，陈家河群变质中酸性火山岩属于钙碱性系列流纹岩和英安岩。稀土元素分配型式及微量元素特征表现出中酸性火山岩具有火山弧型火山岩和花岗岩的特征。Sr、Nd、Pb 同位素特征表明岩浆来源于受俯冲流体交代的富集地幔和地壳物质部分熔融的混合源区。上述地质和地球化学特征及其构造环境判别显示中酸性火山岩可能形成于陆缘火山弧构造环境。陈家河群与南侧红土堡变基性岩之间发育的变质碎屑岩系可能就是该岛弧的弧前盆地沉积；而且基底岩石陇山岩群主要分布于该火山岩的北部，由此可推断该俯冲带的俯冲方向是由南向北俯冲的。

根据变质火山岩分地球化学特征分析以及野外分布关系，红土堡变基性火山岩和陈家河群变中酸性火山岩时代接近，空间上相邻，且都形成于俯冲带构造环境，具有俯冲带火山岩的特征；二者的 T_{DM}（Nd）模式年龄非常接近，说明其物质来源有一定的关系，因此它们可能具有成因联系。但是，二火山岩空间上不是紧密伴生的关系，形成环境也有一定差异，可排除它们为双峰式火山岩的可能性；另一方面，由地质体的位置关系可推测，俯冲带是由南向北俯冲的，因而，红土堡变质基性火山岩也不是陈家河群变质中酸性火山岩的弧后盆地；二者的主要氧化物 Harker 图解显示，二者不具有演化关系，中酸性岩浆的演化并不沿着基性岩浆的演化趋势进行。

结合区域构造演化，对二者关系及其形成过程可能的解释是，以红土堡基性火山岩为代表的弧后洋盆在早奥陶世已经扩张形成初始洋壳，在中晚奥陶世向北侧由古元古界陇山岩群为主要组成的微陆块之下俯冲消减，产生了岛弧型（陆缘弧型）构造岩浆作用，形成陈家河群岛弧型中酸性火山岩系及弧前盆地沉积岩系。火山岩在 O－S 时期的演化过程示意图如图 1 所示。

4 结论

（1）红土堡变质基性火山岩以灰绿色变质拉斑玄武岩为主夹少量灰白色—浅灰色硅质岩，有少量同时代同成分同源辉绿岩墙顺层侵入其中。地质和地球化学特征及其构造环境判别表明基性火山岩可能形成于汇聚板块边缘的弧后板内裂陷－小洋盆构造环境。

（2）陈家河群变质中酸性火山岩以变质钙碱性流纹岩和英安岩为主。地质和地球化学特征及其

构造环境判别表明中酸性火山岩可能形成于陆缘火山弧构造环境。

（3）祁连造山带东端地区在早古生代板块构造演化阶段于奥陶纪早期伸展拉张，形成具有弧后裂陷－小洋盆性质的红土堡基性火山岩带，奥陶纪中晚期该洋盆向北俯冲形成以陈家河群为代表的陆缘弧型中酸性火山岩。

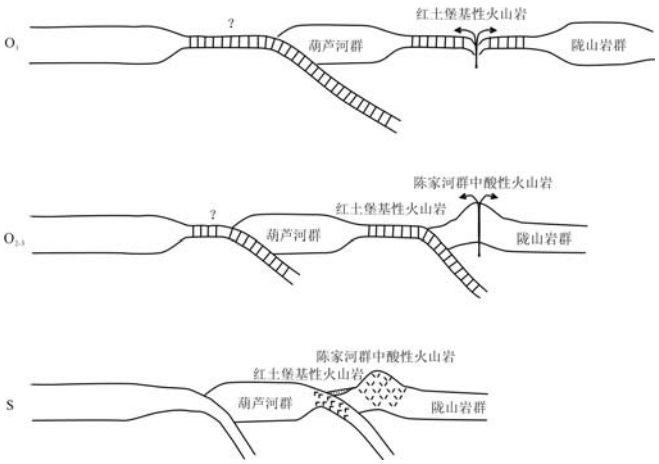


图 1　清水－张家川火山岩在早古生代时板块构造演化示意图

？表示未知名洋壳

主要参考文献：

长安大学地质调查研究院. 天水市幅（I48C 002003）1：250000 区域地质调查（修测）成果报告[R]. 2004，1～625.

李昌年. 火成岩微量元素岩石学[M]. 武汉：中国地质大学出版社，1992，1~195.

李志昌，路远发，黄圭成著. 放射性同位素地质学方法与进展[M]. 武汉：中国地质大学出版社，2004，1～276.

裴先治，丁仨平，胡波，等. 西秦岭天水地区关子镇蛇绿岩的厘定及其地质意义[J]. 地质通报，2004，23（12）：1202～1208.

裴先治，李勇，陆松年，等. 西秦岭天水地区关子镇中基性岩浆杂岩体锆石U-Pb年龄及其地质意义[J]. 地质通报，2005，24（1）：23～29.

王中刚，于学元，赵振华，等. 稀土元素地球化学[M]. 北京：科学出版社，1989，133~190.

邢光福．Dupal 同位素异常的概念、成因及其地质意义．火山地质与矿产，1997，18(4)：281~291.

张维吉，孟宪恂，胡健民，等. 祁连—北秦岭造山带接合部位构造特征与造山过程[M]. 西安：西北大学出版社，1994，1~283.

赵振华. 微量元素地球化学原理[M]. 北京：科学出版社，1997. 112~177.

Allegre C J，Lewin E and Dupre B. A coherent crust-mantle model for the uranium-thorium-lead isotopic system[J]. Chem. Geol.，1988，70，211～234.

Condie K C. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archaean-Proterozoic boundary：identification and significance[J]. Lithos，1989，23：1～18.

DePaolo D J. Age dependence of the coposition of continental crust：evidence from Nd isotopic variations in granitic rocks[J]. Earth Planet. Sci. Lett. 1988，90：263~271.

Pearce J A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries[A]. In：Thorpe，R S.（ed）：Andesites[M]. New York：John Willey and Suns，1982，525～548.

Rollinson H R. Using Geochemical Data：Evaluation，Presentation，Interpretation[M]. Longman Group UK Ltd，1993. 1~275.

Sun S S，McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts：implications for mantle composition and processes[A]. From Saunders A D. & Norry M J. (eds.)，Magmatism in the Ocean Basins[C]，Geological Society Special Publication，1989，42：313~345.

Wilson M. Igneous Petrogenesis：Global Tectonic Approach[M]. London：Unwin Hyman，1989，1~164.

Zartman R E and Doe B R. Plumbotectonics-the model[J]. Tectonophys，1981，75：135～162.

阿尔泰造山带基性麻粒岩的年代学及其动力学含义

陈汉林[1]，杨树锋[1]，厉子龙[1]，董传万[1]，肖文交[2]，李继亮[2]

1、 浙江大学理学院地球科学系，310027

2、 中国科学院地质与地球物理研究所，100029

阿尔泰基性麻粒岩主要由粗粒和细粒的麻粒岩组成（其 SiO_2 为 47.83－53.57%），两者的矿物组合相近，为斜方辉石 + 单斜辉石 + 斜长石 + 角闪石 + 黑云母，角闪石和黑云母成分富镁。矿物化学特征表明斜方辉石中 X_{Mg} 介于 65－71 之间，为紫苏辉石，具高 MgO+FeO，低 $A1_2O_3$ 和 Ca/(Ca+Mg+Fe)，而单斜辉石具低 TiO_2 和 $A1_2O_3$ 的特点，这些特点都说明它们变质成因；角闪石和黑云母具有富钛的特点，指示它们为高温下形成的产物。

该区麻粒岩在岩石化学成分上具有富 $Mg/(Mg+Fe^{2+})$，$A1_2O_3$，贫 CaO 以及亏损 U，Th，K 和 Rb；稀土总量中等，具轻稀土中等富集的分配模式，Eu 有弱的正异常等特点。岩石化学和地球化学特征表明麻粒岩原岩为钙碱性玄武岩，是岛弧构造环境下形成的产物，并且在微量元素洋中脊(MORB)标准化判别图解中，阿尔泰麻粒岩呈现“三隆起”型式，其间呈现明显的负 Nb 异常以及一定程度的负 P 和 Ti 负异常,反映了其形成与板块俯冲等有关。根据麻粒岩的矿物温度计发现阿尔泰麻粒岩形成的峰期和退变质温压条件分别为 750－780°C，>0.6－0.7Gpa 和 700－720°C, 0.23－0.37Gpa，前者属高温中压条件。

通过对富蕴乌恰沟基性麻粒岩四个样品中锆石 SHRIMP 定年研究，其年龄值为 271±6，279±5.6， 268±5.8 和 271±5.4Ma，且部分锆石有环带构造，其边部测定结果比核部晚 20-30Ma 左右。作者认为基性麻粒岩的原岩－－钙碱性玄武岩形成时间 273Ma±，属于早二叠世晚期；麻粒岩的形成时间稍晚，大约为 240Ma±，属于早三叠世晚期－中三叠世早期。根据这一年代学的结果和阿尔泰造山带的区域地质特征，作者提出了阿勒泰造山带基性麻粒岩的五阶段的演化模式，即：早古生代早期－晚古生代早期，古亚洲洋向北俯冲，在阿尔泰造山带形成了大量岛弧火山岩和花岗岩；早石炭世左右，哈萨克斯坦板块与西伯利亚板块发生碰撞，形成阿尔泰造山带，俯冲洋壳板片发生断裂并滞留在上地幔－下地壳地带；早二叠世晚期（相当于造山后的伸展阶段），地壳增温导致滞留洋壳板片发生熔融，形成岛弧钙碱性玄武岩；早－中三叠世时期，岛弧钙碱性玄武岩被深埋，发生麻粒岩相变质作用；晚侏罗世期受晚燕山运动的影响，基性麻粒岩以冲断片的形式被冲断到早古生代（早奥陶世）浅变质的地层中。

新疆东天山秋格明塔什－黄山韧性剪切带 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年代学研究*

陈文[1)2)] 孙枢[2)] 张彦[1)] 肖文交[2)] 王义天[3)] 王清利[1)] 姜立丰[4)] 杨俊涛[4)]

1）国土资源部同位素地质重点实验室，中国地质科学院地质研究所，北京，100037
2）中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029
3）中国地质科学院矿产资源研究所，北京，100037
4）新疆地矿局第一地质大队，昌吉，832111

秋格明塔什－黄山巨型韧性剪切带产出在东天山北部（图 1），其活动时期的系统厘定对东天山大地构造演化极为关键，因而对揭示中亚造山带南部晚期的历史有着重要意义。关于韧性剪切带的形成时代，前人根据卷入韧性变形的地层及相关的 Rb-Sr 和 K-Ar 同位素测年结果推测剪切变形的时代为石炭纪末－二叠纪初（李华芹等，1998；王润民等，1987）。由于所采用的年代学方法的局限性，上述所获得的数据范围大，缺乏精确性。本文选择使用最适合测定构造变形时代的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 法定年技术，对秋格明塔什－黄山韧性剪切带进行了系统的同位素年代学研究。结果表明，该剪切带的活动在时间上具有多期性：剪切带早期的挤压推覆剪切作用发生于 300Ma 之后，至少延续到了 283.7Ma，但在 280.2Ma 时已经终止；晚期右行走滑剪切变形作用主活动期的时代为 262.9Ma-242.8Ma，历时近 20Ma。在右行走滑剪切变形阶段，秋格明塔什－黄山韧性剪切带出现差异抬升现象，导致剪切带不同区段糜棱岩的同位素年龄有较大差别：剪切带中-西段（康古尔地区）走滑剪切变形作用产生的糜棱岩的时代为 262.9Ma-256.1Ma，快速抬升发生在 261.5Ma-262.9Ma，冷却速率>100℃/Ma。剪切带东段（土屋-延东地区）走滑剪切变形作用产生的糜棱岩的时代为 247.1Ma-242.8Ma，快速抬升发生在 247.1Ma-246.9Ma 期间，冷却速率>200℃/Ma。结合区域地质资料（姬金生等，1994；1998；Li et al., 2003; Laurent-Charvet et al., 2003; Xu et al., 2003; Xiao et al., 2004），我们认为早期的挤压推覆剪切作用可能与东天山晚古生代板块俯冲－碰撞过程有关，而晚期的走滑剪切变形则可能反映了东天山北部地区碰撞后陆内变形特征。

关键词 Ar-Ar 年龄　变形时代　韧性剪切带　东天山

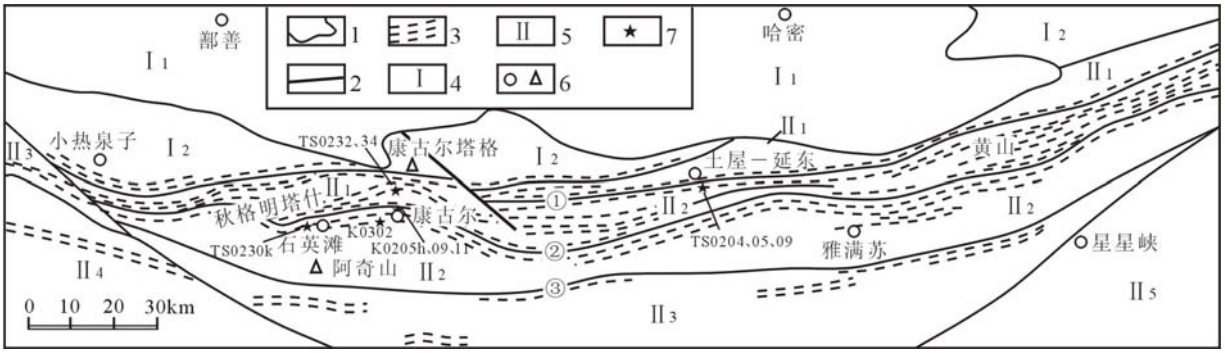


图 1　秋格明塔什－黄山韧性剪切带分布及同位素测年采样位置图（据杨兴科等（1998）修改）

①康古尔大断裂；②雅满苏大断裂；③阿齐克库都克大断裂；1-吐哈密盆地边界线；2-断裂；3-韧性剪切带；4-大地构造单元代号；5-塔里木板块单元代号；6-重要地名、山名；7-$^{40}Ar/^{39}Ar$ 同位素测年采样点；I_1 为吐哈盆地；I_2 为哈尔里克－大南湖岛弧系；II_1 为康古尔晚古生代构造带；II_2 为阿奇山-雅满苏岛弧系；II_3 为中天山地块；II_4 为南天山晚古生代构造带；II_5 为北山构造带

* 国家重点基础研究发展规划项目（编号 2001CB409807）资助成果

参 考 文 献

姬金生、陶洪祥、曾章仁等. 1994，东天山康古尔塔格金矿带地质与成矿. 北京：地质出版社，1-204.

姬金生，丰成友，张连昌等. 1998. 东天山成矿区成矿规律研究. 矿床地质，17(增刊):197-200.

李华芹，谢才富，常海亮等. 1998. 新疆北部有色贵金属矿床成矿作用年代学，北京，地质出版社, 62-105.

王润民. 1987. 新疆哈密土墩-黄山一带铜镍硫化物矿床成矿条件及找矿方向的研究. 矿物岩石. 7（1）.

杨兴科，姬金生，张连昌等. 1998. 东天山秋格明塔什－黄山韧性剪切带变形特征分析. 西安工程学院学报，20(3):11-18.

Laurent-Charvet, S., Charvet, J., Monie, P., Shu, L., 2003. Late Paleozoic strike-slip shear zones in eastern central Asia (NW China): New structural and geochronological data. Tectonics, 22(2), 1009, doi:10.1029/2001TC901047.

Li, J. Y., Xiao, W. J., Wang, K. Z., Sun, G. H., and Gao, L. M., 2003, Neoproterozoic-Paleozoic tectonostratigraphic framework of Eastern Xinjiang, NW China, *in* Mao, J. W., Goldfarb, R., Seltmann, R., Wang, D. H., Xiao, W. J., and Hart, C., editors, Tectonic Evolution and Metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan, IGCP 473 Workshop 2003, Urumuqi, International Association on the Genesis of Ore Deposits (IAGDO), CERAMS, Natural History Museum, London, p. 31-74.

Xiao, W.-J., Zhang, L.-C., Qin, K.-Z., Sun, S., Li, J.-L., 2004. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the Eastern Tianshan (China): Implications for the continental growth of central Asia. American Journal of Science, 304: 370-395.

Xu, X.-W., Ma, T.-N., Sun, L-Q., and Cai, X.-P., 2003, Characteristics and dynamic origin of the large-scale Jiaoluotage ductile compressional zone in the Eastern Tianshan Mountains, China: Journal of Structural Geology, v. 25, p. 1901-1915.

西昆仑康西瓦断裂带中高压麻粒岩的发现及其地质意义

曲军峰[1] 张立飞[1] 艾永亮[1] 李旭平[1] 王世炎[2]
1 北京大学地球与空间科学学院
2 河南省地质调查研究院

康西瓦断裂带位于新疆西昆仑地区，是青藏高原西北缘一条重要的构造带。它西起哈萨克斯坦乌孜别里山口，并沿入盖孜河谷，向东过布伦口、叶尔羌河后转南偏东，到赛力亚克达坂附近呈弧形转向南东，经康西瓦、慕士山至硝尔库勒湖附近被阿尔金构造带截断，全长 1500 公里，宽 3~5 公里。断面倾向北东，总体走向北西，整体呈反“S”形，主弧形向南西突出。西昆仑的构造演化与康西瓦断裂带有着密切的联系，在构造格局上它是欧亚板块和古特提斯域的分界线。此前在此断裂带的东段曾有麻粒岩的报道，但在西昆仑西段尚无高级变质岩的发现。新近在康西瓦断裂带西段首次发现高压麻粒岩，为研究康西瓦断裂提供了新的重要地质依据。

本次新发现的麻粒岩位于塔什库尔干县城北下坡地旧水电站处。断裂南北两侧地层差异显著，南侧以古远古界布伦阔勒群为主，主要岩性为黑云母斜长片麻岩、混合质石榴黑云母斜长片麻岩、绿帘角闪岩，夹有一些石英岩、大理岩等；北侧地层研究程度极低，暂为一套未分的志留-奥陶地层，主要岩性为钙质千枚岩、变质砂岩、钙质绢云母片岩、绿泥石绢云母大理岩、厚层大理岩及石英片岩等。新发现的麻粒岩位于断裂带之中，夹在石榴石二云母片岩之中产出，新鲜面呈灰黑色，具有明显的退变质“白眼圈”结构。

该麻粒岩的主要矿物成为石榴石（20%~25%）、单斜辉石（15%~20%）、角闪石（20%~25%）、斜长石（20%~25%）、石英（5%），另有金红石、钛铁矿、榍石等矿物。显微镜下石榴石多为残留的粒状、筛状，周围被斜长石所围绕；单斜辉石均为它形粒状，淡绿色，无斜方辉石，无黑云母。根据镜下结构可以明显分别出两期不同的矿物组合：早期是石榴石+单斜辉石+斜长石+石英+金红石+钛铁矿的高压麻粒岩相变质的矿物组合；晚期是斜长石+角闪石的角闪岩相变质的矿物组合。特殊的“白眼圈”结构指示岩石经历了石榴石+单斜辉石=斜长石+角闪石的近等温降压过程。

为确定两期不同矿物组合的变质温压条件，进行了单矿物电子探针化学成分测定。对早期的矿物组合采用石榴石-单斜辉石温度计（Ellis & Green, 1979; Ganguly 1979; Dahl 1980; Powell 1985; Pattison & Newton 1989）和石榴石-单斜辉石-斜长石-石英压力计（Perkins & Newton, 1981; Powell & Holland, 1988; Eckert 1991）计算的变质条件为 710℃~810℃，0.9~1.2Gpa；晚期矿物组合采用斜长石-角闪石温度计（Blund & Holland，1990）和角闪石全铝含量压力计（Hollister, 1987; Johnson & Rutherford, 1989）计算的变质条件为 770℃~800℃，0.55~0.71Gpa。两期变质条件反应了一个近等温降压的 PTt 过程。对该麻粒岩中变质锆石的 SHRIMP U-Pb 定年显示，变质年龄主要集中在 190Ma。

前人工作认为，康西瓦断裂演化起始时代为二叠纪末至三叠纪初，古特提斯洋向北俯冲消减就位于塔里木板块之下，终结于三叠纪末。但本次发现的麻粒岩大约形成于早侏罗世，这可能说明古特提斯洋在西段比东段闭合时间要晚 10~20Ma。该麻粒岩的两期变质作用显示了两期不同的动力机制，早期的麻粒岩相可能与古特提斯的洋壳俯冲消减有关，之后在俯冲、碰撞的背景下快速抬升，形成一个近等温降压的 PT 轨迹。

松辽盆地东南部砂岩铀矿控矿因素分析

林锦荣 董文明 戚大能 夏毓亮 刘汉彬
核工业北京地质研究院，北京 100029

本文通过对松辽盆地东南部砂岩铀矿铀成矿条件综合分析，对已发现铀矿床、铀矿化及铀异常成因类型及控制因素深入研究，提出松辽盆地东南部砂岩铀矿成矿主要控制因素有地层及砂体控矿、构造及油气煤层气控矿及后生氧化控矿三个因素，砂体－油气煤层气－断裂－后生氧化控制着矿体定位。

松辽盆地东南部盖层主要由白垩系、第三系及第四系组成。

松辽盆地东南部铀矿找矿目的层主要为姚家组，其次为四方台组和泉头组。已发现铀矿床、铀矿化及铀异常赋存于姚家组、泉头组地层中。

一、铀矿化类型

松辽盆地东南部已发现铀矿床、铀矿化铀异常有两种可能的成因类型：油气煤层气还原型、油气煤层气还原和层间氧化叠加成矿复合型。

1．油气煤层气还原型铀矿化

油气煤层气还原型铀矿化赋存于泉头组、青山口组和姚家组砂体，主要分布在早白垩世含油含煤凹陷中，以大量规模小、品位低的铀异常和铀偏高场为特征。

该类型铀矿化没有层间氧化作用叠加。

2．油气煤层气还原和层间氧化叠加成矿复合型铀矿化

油气煤层气还原和层间氧化叠加成矿复合型铀矿化赋存于姚家组砂体中，已发现铀矿床产于钱家店凹陷。

钱家店铀矿床铀成矿作用可能经历含有机质地层沉积预富集及油气对姚家组砂体还原预富集作用、层间氧化铀叠加成矿作用、油气二次还原作用三个阶段。

门达地区铀矿化、铀异常空间上赋存于嫩江组泥岩隔水层下部、姚家组上部厚层状渗透性砂体中，该部位为油气煤层气富集最有利部位，岩石还原退色化作用强烈。铀矿化、铀异常作用可能与油气煤层气富集还原及嫩江组成岩期压榨水铀富集有关。该区氧化作用发育，但未发现与其有关叠加成矿复合型砂岩铀矿。

二、铀矿控矿因素

通过对松辽盆地东南部铀成矿条件分析，对钱家店铀矿床解剖及对三台子凹陷、门达地区初步铀矿区域评价，认为该区砂岩铀矿成矿主要控制因素有地层及砂体控矿、构造及油气煤层气控矿、后生氧化控矿三个因素，砂体－油气煤层气－断裂－后生氧化控制着矿体定位。

1．地层及砂体控矿

地层及砂体控矿表现在层位控制、岩相及砂体控制、岩性及成份控制三个方面。

（1）层位控制

目前发现的铀矿化、铀异常赋存于姚家组、泉头组地层中；氧化带发育于姚家组、四方台组地层中；姚家组、四方台组中有大规模灰（绿）色砂体发育，泉头组地层也有灰色砂体发育。

（2）岩相及砂体控制

姚家组、四方台组和泉头组岩相主要为辫状河流相、三角洲分流河道相，地层中砂体发育，连续性渗透性好、产状稳定。

（3）岩性及成份控制

铀异常或铀矿化层位岩石岩性为灰色、灰绿色砂岩。岩石中含同生还原剂有机炭铀沉积预富集

（如钱家店凹陷）、油气煤层气后生还原（退色化形成黄铁矿）对铀成矿最有利。

2．构造及油气煤层气控矿

（1）构造控制

松辽盆地东南部与铀成矿作用有关的构造运动有三期：

第一期为早白垩世断陷作用，沉积了早白垩系含油含煤建造，为上覆地层铀成矿作用准备了充足的他源还原剂。

第二期为上白垩世拗陷作用，沉积形成的泉头组、姚家组和四方台组等目的层普遍发育、规模巨大，地层砂体发育，且具泥－砂－泥结构，为铀成矿准备了赋存空间。

第三期为晚白垩世—早第三纪隆升掀斜作用，形成松辽盆地东南部巨大的掀斜构造带，为层间氧化带及铀成矿创造了条件。

构造控矿还表现在断裂构造对深部油气煤层气还原作用及层间氧化作用的控制。断裂带既是形成层间氧化带型铀矿层间水的局部排泄带，又是深部油气、煤层气上升对含矿层进行二次还原的通道。

（2）油气煤层气控制

油气煤层气还原作用在松辽盆地砂岩铀矿成矿中起着十分重要的作用。铀成矿时间上与油气成藏及运移，空间上与油气煤层气渗漏断裂构造密切相关。钱家店铀矿空间上与其西北部北东向展布断裂构造密切相关，铀矿化受断裂构造控制。

作者认为油气煤层气还原作用与铀成矿关系主要有下列两个方面：一是对目地层杂色砂体大规模还原退色化作用，还原作用使目地层原来氧化砂体变为还原砂体；油气可能从深源带来部分铀参与成矿。二是在氧化带及铀矿形成后，油气煤层气还原性气液对氧化带二次还原，使矿体得到保护，同时把氧化带前锋线后推。

3．后生氧化控矿

油气、煤层气还原作用及可造成铀的预富集或形成低品位铀矿化，但要形成富大铀矿必须有层间氧化作用叠加。

通过该区铀矿区域评价，在目地层姚家组和四方台组中均发现大规模氧化带，铀矿化与后生氧化作用关系密切。

（1）氧化带规模

氧化砂岩厚度大、氧化强。门达地区姚家组氧化带埋深 93.0-143.39m（钱家店铀矿床氧化带埋深达 300 m）、厚度 12.81-43.6m，四方台氧化带埋深 62.45-114.9m，厚度 22.8-42.25m。强氧化砂岩为黄褐色，弱氧化砂岩为黄绿色。

（2）氧化带发育时间与古气候

根据氧化带与第四系、嫩江组关系及剥蚀程度，推测该区氧化带为古氧化带，发育于白垩纪末期至第四纪之前，

（3）氧化带类型及与铀矿化关系

氧化带类型为古潜水氧化和古层间氧化。

铀矿化与氧化作用密切相关，钱家店凹陷东北部姚家组上部区域隔水层嫩江组剥蚀形成构造天窗，姚家组砂体氧化作用发育（古潜水氧化）；姚家组砂体漂白带发育，矿体上下均发育薄层氧化砂体（层间氧化）。铀矿化主要富集于漂白带与还原带（氧化－还原过渡带）之间。

钱家店铀成矿年龄为 53Ma，即成矿作用发生在白垩纪末期－第三纪早期。该时期为松辽盆地东南部抬升掀斜及古气候干旱－半干旱时期，有利于氧化带发育及层间氧化带砂岩铀矿形成。

根据控矿因素及矿体定位机制综合分析，作者认为砂体－油气煤层气－断裂－后生氧化控制着油气煤层气还原和层间氧化叠加成矿复合型砂岩铀矿矿体定位。

碎屑岩组成对其形成大地构造背景的制约－以祁连山老君山砾岩为例

闫臻[1] 肖文交[1] 刘传周[1] 袁超[2] 李继亮[1]

1.中国科学院地质与地球物理研究所北京 100029

2.中国科学院广州地球化学研究所 广州 410640

碎屑组成是沉积学研究的重要课题之一，尤其是地质学家通过研究碎屑岩组成来判断其源区特征和盆地形成大地构造背景已成为研究造山带结构必不可少的内容。老君山砾岩是分布于甘肃省－青海省境内的祁连山北麓的一套紫红色、暗红色－紫色的粗碎屑岩，局部夹有少量灰岩或中性、基性火山岩；产有早－中泥盆世植物和鱼类化石。长期以来，前人对该套地层的研究主要集中于其结构、时代划分以及上下接触关系等问题上，而对于其组成、源区构造背景和大地构造意义研究相对甚少。

老君山砾岩中的砾石由来自下伏基底的超镁铁岩、中－基性火山岩、硅质岩及花岗岩等碎屑组成。其中玄武岩和花岗岩砾石地球化学成分研究表明，它们可能来自洋岛和洋中脊构造环境，并与俯冲作用密切相关。粉砂岩和泥岩地球化学成分研究表明，其形成于活动大陆边缘，且源区为大陆边缘岛弧和大洋岛弧构造环境。杂砂岩中岩屑含量大于 70%，石英～10%，长石～15%；其中岩屑以中基性火山岩和花岗岩岩屑为主，硅质岩屑是主要的沉积岩屑。砂岩中火山岩屑含量变化特征研究表明，老君山砾岩源区具有残余岛弧和大陆边缘岛弧的混合构造背景。锆石、磷灰石、磁铁矿是杂砂岩中最为丰富的重矿物，同时还有铬铁矿、石榴石、电气石、金红石、黄铁矿。这些碎屑重矿物组合表明，超基性、中基性火山岩和变质岩为老君山砾岩形成提供主要碎屑来源。

上述事实说明，老君山砾岩的源区曾出露有超镁铁岩、中基性火山岩、变质岩等类型的岩石组合，具有岛弧构造背景；老君山砾岩形成于与岛弧有关的沉积盆地中。

关键词 老君山砾岩，碎屑组成，地球化学组成，重矿物，源区背景，岛弧有关盆地

新疆三塘湖盆地古生代晚期火山岩地球化学特征及其构造－岩浆演化意义

赵泽辉[1, 2]　郭召杰[1]　韩宝福[1]

1.造山带和地壳演化教育部重点实验室,北京 100871

2.中国石化石油勘探开发研究院，北京 100083

新疆东准噶尔三塘湖盆地早石炭世安山岩（ECA）、早二叠世粗面岩类（EPT）以及晚二叠世玄武岩（LPB）样品都具有大离子亲石元素（LILE）相对于高场强元素（HFSE）富集，Nb 和 Ta 强烈亏损，轻稀土元素（LREE）相对于重稀土元素（HREE）富集，类似于和俯冲带相关的岩浆特征。ECA 具有高的 Zr/Nb（4.67～12.39），低的 Nb/La（0.27～0.30），Ce/Ce*＝0.63～0.89，Sr/Sr*＝1.32～2.49，并具有 Ti 的负异常，另外$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$＝0.70408～0.70451，$\varepsilon_{Nd}(t)$＝ ＋7.42～＋7.88。与 ECA 相比，EPT 大离子亲石元素更为富集，Ti 和 P 的负异常明显，特别是 Ce/Ce*＝0.72～1.64，Sr/Sr*＝0.38～1.87，相对较低的 Al_2O_3 和 CaO 含量以及 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$= 0.70414～0.70481 和 $\varepsilon_{Nd}(t)$＝ ＋4.93～＋6.13 而区别于 ECA。LPB 与 ECA 相比具有较低的大离子亲石元素含量和较高的 Nb、Ta 含量，Ce/Ce*＝0.69～0.84，Sr/Sr*＝1.44～2.13，未有明显的 Ti 负异常，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_I$＝0.70388～0.70396，$\varepsilon_{Nd}(t)$＝ ＋7.10～＋7.99。所有的地球化学特征表明：早石炭世三塘湖盆地为与俯冲带相关的构造背景，ECA 是典型的弧火山岩，其岩浆主要源于被流体或沉积物交待改造的亏损地幔楔。早石炭世以后，三塘湖地区逐渐进入碰撞后裂谷伸展拉张阶段，EPT 和 LPB 都为后造山火山岩。EPT 岩浆主要源于亏损软流圈底侵二叠纪之前形成的造山组分的部分熔融；LPB 的岩浆主要源于亏损地幔的部分熔融，并被前二叠纪的年轻地壳组分或造山组分混染。三塘湖地区二叠纪伸展拉张的动力学机制主要是由于造山带增厚的岩石圈大范围拆沉而导致的大范围亏损地幔部分熔融岩浆和上部年轻地壳的相互作用，没有明显地幔柱的作用特征。

关键词　三塘湖盆地　古生代晚期　火山岩　地球化学特征　构造－岩浆演化

参考文献

马瑞士, 王赐银, 叶尚夫. 1993. 东天山构造格架及地壳演化. 南京: 南京大学出版社，1～225.

韩宝福，何国琦，王式洸. 1999. 后碰撞幔源岩浆活动、底垫作用及准噶尔盆地基底的性质.中国科学(D 辑), 29(1): 16～21.

李锦轶, 徐新. 新疆北部地质构造和成矿作用底主要问题. 新疆地质, 2004, 22 (2): 119～124.

学报(自然科学), 37(6): 852～858.

赵泽辉，郭召杰，张臣，陆洁民. 2003. 新疆东部三塘湖盆地构造演化及其石油地质意义.北京大学学报(自然科学版), 39(2): 219～228.

新疆土屋－延东斑岩铜矿区的裂变径迹分析

袁万明，保增宽，董金泉，高绍凯
中国科学院高能物理所核分析重点实验室，北京，100094

新疆土屋－延东大型－特大型斑岩铜矿区位于东天山晚古生代大南湖增生拼贴岛弧带。与铜矿(化)体相关的地层主要为泥盆系玄武岩、安山岩、安山质角砾熔岩、火山角砾岩、岩屑砂岩、含砾岩屑砂岩、复成份砾岩、沉凝灰岩等。地层总体向南倾斜，倾角 43-63°，片理化发育，矿体及近矿围岩普遍孔雀石化。土屋-延东铜矿即分布在火山熔岩与碎屑岩、火山碎屑岩的接触带上。控矿中酸性浅成岩体主要有闪长玢岩、花岗斑岩、斜长花岗斑岩、安山玢岩、石英闪长玢岩等，其中以斜长花岗斑岩为主，岩体通常呈岩枝或岩脉产出，走向多为 NEE—SWW 向，与区域构造线方向基本一致，时代为 361～333 Ma（张连昌等，2004）。各种容矿岩石均已遭受较强的蚀变。

已经分别获得锆石和磷灰石裂变径迹分析结果 9 件和 7 件,统计检验结果属同组年龄。样品岩性包括砾岩、片岩、火山岩和花岗斑岩，除 1 个磷灰石样（K80）采自大草滩断裂带北部外，其它均采自大草滩断裂带与康古尔塔格断裂带之间的大南湖增生拼贴岛弧带。锆石裂变径迹年龄为 158～289 Ma, 其中 7 个样集中在 200－289 Ma,其中断裂带内强片理化片岩也为 222 Ma，强劈理化火山岩为 220 Ma，土屋矿区成矿花岗斑岩脉年龄最高（276±26 Ma），凝灰岩 289±29 Ma。两个年龄较小的样品，均系强蚀变样，其中 K78-3 采自探槽内的红化花岗斑岩，红化作用是金属矿物氧化的结果，同时具有较强的硅化，应属矿化蚀变。因此，锆石年龄反映了两期热事件，即 200－289 Ma 和 158～165 Ma 左右。

矿区成矿温度被认为是 120～350 ℃（王福同等，2001）。锆石裂变径迹的封闭温度为 250 ℃，退火带温度一般在 200～350 ℃之间，所以，锆石裂变径迹年龄可以代表成矿时代。因此，我们认为土屋铜矿区 200－289 Ma 和 158～165 Ma 左右的两期热事件，很可能属于成矿热事件。前人关于成矿时代的研究，较为集中的看法是 341～322 Ma，这是第一期成矿作用。这样，本区上述 3 期成矿作用，与阿尔泰地区的 3 期成矿作用时代完全一致。由于它们均处于相同的大区域构造背景下，所以，具有相同的成矿期次和成矿时代，也是可能的。另外，获得赤湖斜长花岗斑岩锆石 U－Pb 法年龄为 292.1 土 3.5Ma 和 283.5Ma，企鹅山石英闪长岩单颗粒锆石 U－Pb 法年龄为 308.52 Ma（任秉琛等，2002）；在康古尔塔格韧性剪切带内发现金成矿时代为 244～288 Ma（秦克章等，2002），亦说明 200－289 Ma 和 158～165 Ma 左右的两期成矿作用的可能性。

大南湖增生拼贴岛弧带内 6 件磷灰石裂变径迹年龄在 97～140 Ma 之间，其中断裂带内强片理化片岩为 97 Ma，土屋矿区成矿花岗斑岩脉为 109 Ma 和 140 Ma。位于大草滩断裂带北部的样品 K80，磷灰石裂变径迹年龄最小，仅为 64±6 Ma。磷灰石裂变径迹反演模拟结果证明，具有 3 阶段演化热历史，其特点与阿尔泰地区几乎完全一致，其唯一差异在于土屋地区第 2 阶段平静期（稳定期）时间较长，主要是进入稳定期时间较早，大约在 110 Ma 左右。

综上特点，认为土屋地区经历了与阿尔泰地区极为相似的演化过程，具有十分相似的构造活动、成矿作用和地质热历史。这可能与他们同受西伯利亚板块和印支板块活动控制有关。

阿尔泰南缘萨吾尔火山岩成因及其构造背景分析

申 萍　沈远超　刘铁兵　李光明　曾庆栋
中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029

本文分析了新疆北部阿尔泰南缘萨吾尔山早石炭世黑山头组火山岩地球化学特征。萨吾尔火山岩主要由安山岩及其相应的火山碎屑岩组成，并有少量的玄武岩，火山岩成分从低钾、中钾到高钾钙碱性岩石，具有富铝、低镁的特点，富集大离子亲石元素（LILE）和轻稀土元素（LREE），亏损高场强元素（HFSE），指示火山岩来源于与俯冲有关的源区，火山岩形成的构造环境为板块俯冲带的岛弧环境，该岛弧与其北部的克兰弧后盆地构成了活动大陆边缘的岛弧－弧后盆地体系。

关键词：火山岩；地球化学；萨吾尔；新疆

1. 介绍

萨吾尔山位于西伯利亚板块西南边缘的阿尔泰南缘，沿着西伯利亚板块西南边缘形成典型的晚古生代岛弧（萨吾尔－阿尔曼太岛弧）－盆地（克兰弧后盆地）体系（芮行键等，1994；秦克章等，2002；王京彬等，2004），火山－岩浆旋回发育（芮行键等，1993；沈远超和金成伟，1993）。以前关于火山岩的研究主要集中在阿尔泰北部，而对阿尔泰南部的萨吾尔岛弧研究甚少。

萨吾尔火山岩出露在萨吾尔山东部，主要有中泥盆统萨吾尔山组和下石炭统黑山头组火山岩，其中萨吾尔山组由火山岩和火山碎屑岩组成，黑山头组包括火山岩、火山碎屑岩和沉积岩。建立在组成特征和岩石组合基础上，我们认为，萨吾尔山组和黑山头组为典型的岛弧火山岩组合(Mocek, 2001)。

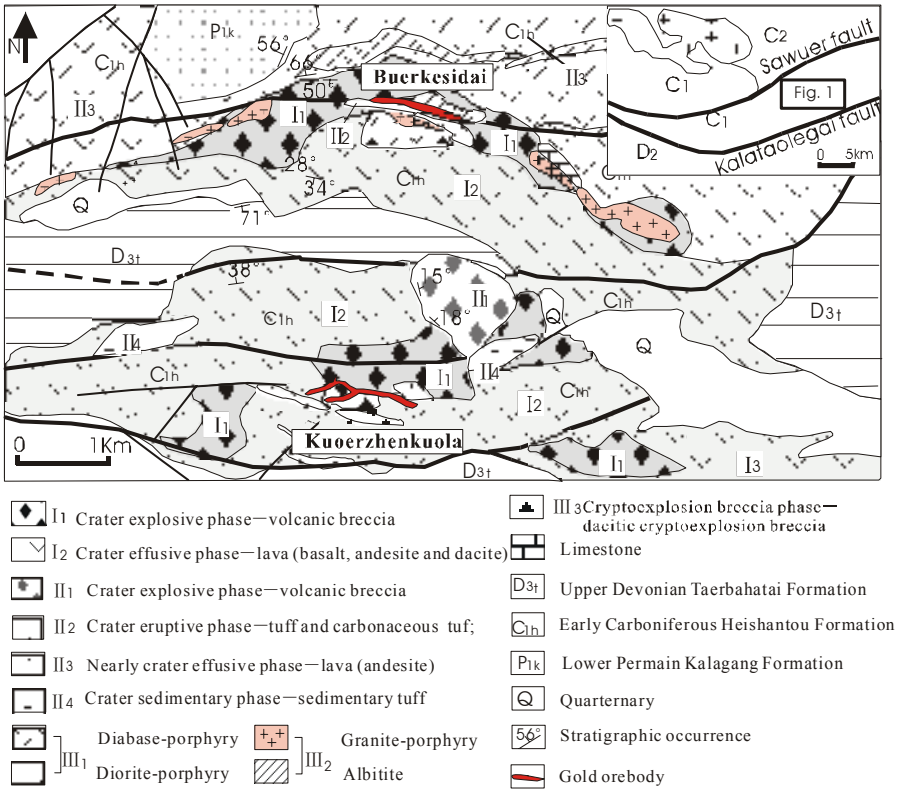


图1. 萨吾尔山阔尔真阔腊地区构造岩相图（实测）

本次研究中，我们在萨吾尔山东部的阔尔真阔腊地区进行了区域50Km^{2}的火山岩岩相和构造填图，研究了9个深400-853m的钻孔岩芯，鉴定了247个薄片，在此基础上，将火山－岩浆活动划分成3个旋回和9个岩相（图1）。第一旋回包括火山口爆发相Ⅰ$_1$（火山角砾岩）和火山口溢流相Ⅰ$_2$（熔岩－玄武岩、安山岩和英安岩）；第二旋回有4个相，即火山口爆发相Ⅱ$_1$（火山角砾岩）、火山口喷发相Ⅱ$_2$（凝灰岩）、近火山口溢流相Ⅱ$_3$（熔岩－安山岩）和不整合在其它岩相之上的火山沉积相Ⅱ$_4$（沉积凝灰岩）；第三旋回是次火山岩的侵位和随后的隐爆角砾岩，包括次火山岩相Ⅲ$_1$（辉绿玢岩和闪长斑岩）、次火山岩相Ⅲ$_2$（花岗斑岩和钠长斑岩）和隐爆角砾岩Ⅲ$_3$（英安质隐爆角砾岩）。在此基础上，经地层对比研究，我们认为，萨吾尔山东部阔尔真阔腊地区出露的火山岩为黑山头组火山岩。

本文重点研究了萨吾尔山阔尔真阔腊地区火山岩的地球化学特征，以期探讨这些岩石的地球化学特征，论述岩浆源和成因岩石学，探索该地区俯冲构造历史。

2. 分析方法和分析结果

选取蚀变弱的不同类型的典型火山岩样品用于确定萨吾尔火山岩的主量和微量元素。所有的数据在中国科学院地质与地球物理研究所测量。主量元素用X光荧光光谱仪（XRF-1500）方法结合湿化学法（FeO和LOI）测量，微量元素用PQⅡ型电感耦合等离子质仪(ICP-MS)分析，主量元素分析误差为±0.01%－±0.20%，微量元素的分析误差为±3%－±10%，稀土元素的分析误差为±5%。

全岩SiO_2含量为45.00－62.51 wt.%（图1），按照Le Bas et al. (1986)和Le Maitre et al. (1989)的命名，总体上岩石为玄武岩和粗面玄武岩、玄武安山岩和玄武粗面安山岩到安山岩和粗面安山岩（图2）。SiO_2对K_2O图（Peccerillo和Taylor (1976)）表明本区火山岩具有较广的K_2O含量，从低钾、中钾到高钾，镁铁和TiO_2含量低，Al_2O_3含量高（>16.5 wt.%），由于玄武岩是隐晶质、贫镁和富铁，富铝，是典型的高铝玄武岩（Kuno, 1960; Crawford et al., 1987），此外，本区火山岩具有较高的Na_2O (>2.3 wt.%)，类似于南美安第斯北火山岩带Ecuador和智利的Santiago的玄武岩和安山岩特点。

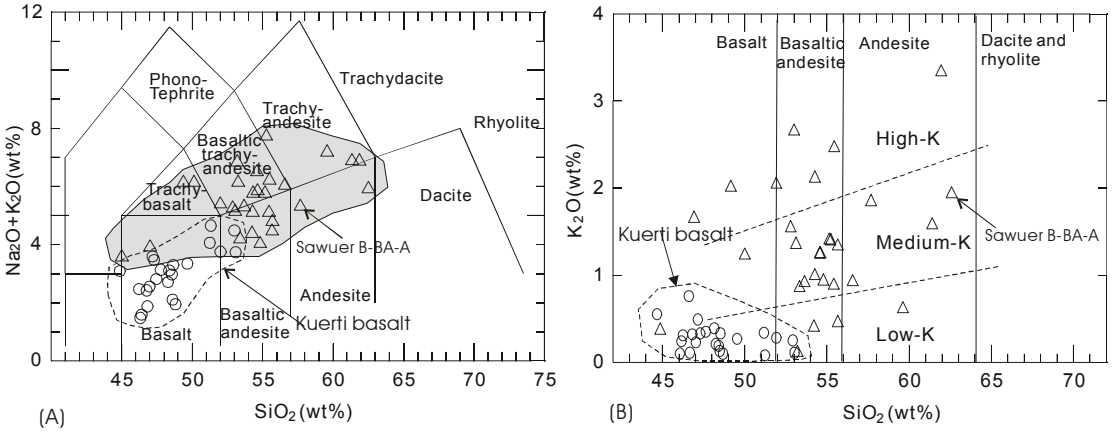


图2 (a) SiO2对Na2O+ K2O图解 (Le Bas et al., 1986)和(b) SiO2对K2O图解 (Peccerillo and Taylor, 1976)

在不相容元素MORB标准化图解中（图3，Pearce, 1983），所有岩石具有类似的上凸的分布模式，显示高场强元素亏损，且相对于Th和Ce，Ta和Nb具有负异常，这是典型的活动大陆边缘火山岩特征（Pearce，1983）。此外，所有的岩石具有明显的Ti负异常（图3）。

火山岩球粒陨石标准化稀土配分模式具有如下特点：（1）富集LREE，（2）HREE变化小，（3）小的或不存在的Eu异常（图3）。

总之，这些样品展现稀土丰度变化较大（ΣREE = 55–122 ppm），具有变化的（La_N/Sm_N）比值（1.9–4.1）和（Ce_N/Yb_N）比值（2.3–4.9）。

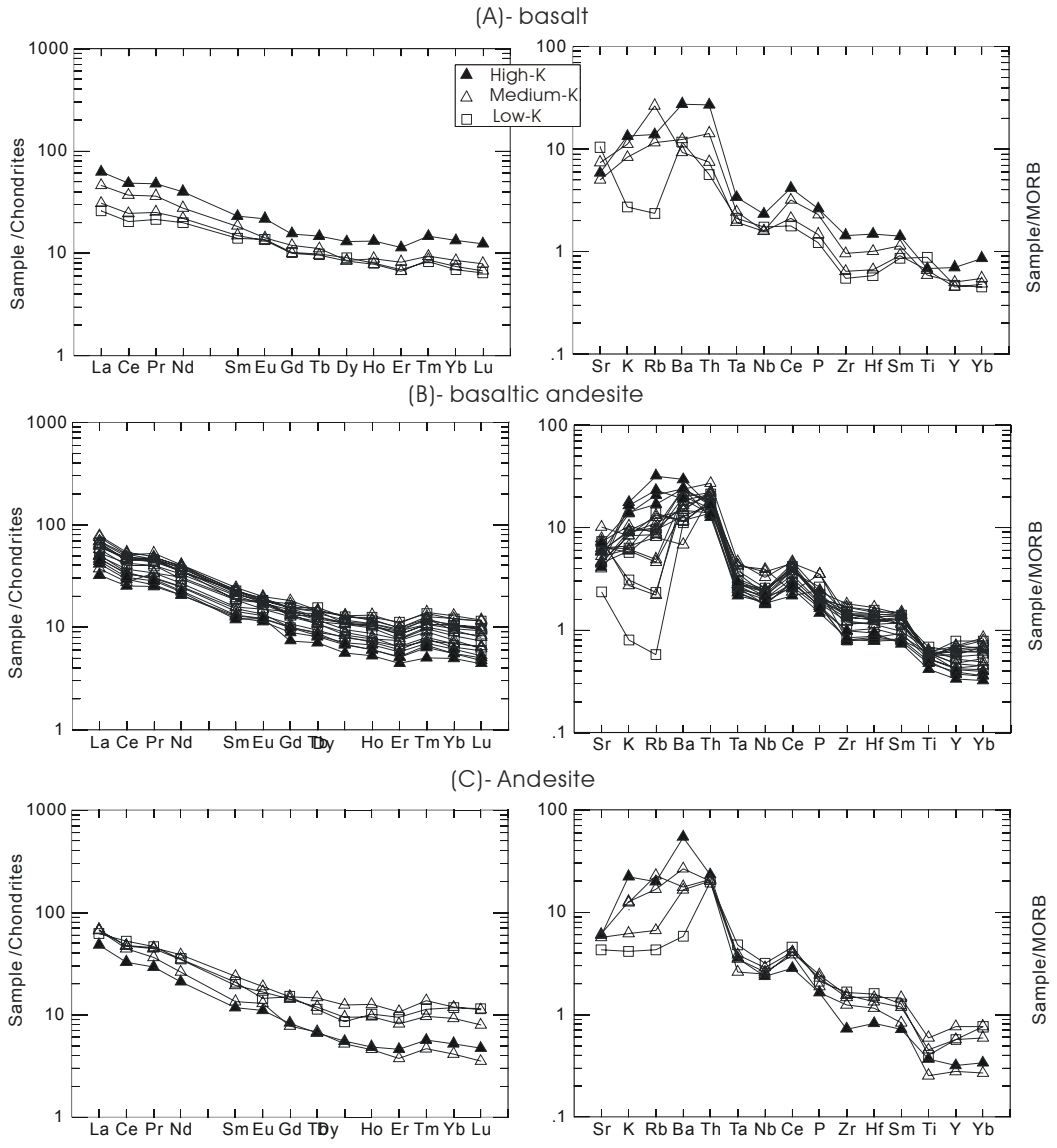


图3. 萨吾尔火山岩球粒陨石标准化(Nakamura, 1974)稀土配分模式和微量元素MORB标准化(Pearce, 1983)模式

4. 讨论

4.1. 岩石成因

黑山头组中玄武岩仅作为安山岩的夹层出现，可能占有10%的体积，但黑山头组玄武岩、玄武安山岩和安山岩时空上紧密联系，在哈克图解中显示相似的趋势，有基本一致的稀土配分模式（图3），这样，在下列研究中他们被作为一个岩浆组合。

与俯冲有关的玄武岩的组成是由两个源控制：地幔楔形区和俯冲组分(Pearce and Peate, 1995)。在俯冲来源流体中不溶解的HFSE是源于地幔楔形区(McCulloch and Gamble, 1991; Woodhead et al., 1993; Pearce and Parkinson, 1993)，源于板片进入地幔楔形区的流体富集LILE和LREE，显示弧玄武岩的组成特征。因此，不相容元素特点及其比值被用于检验火山岩的源区。

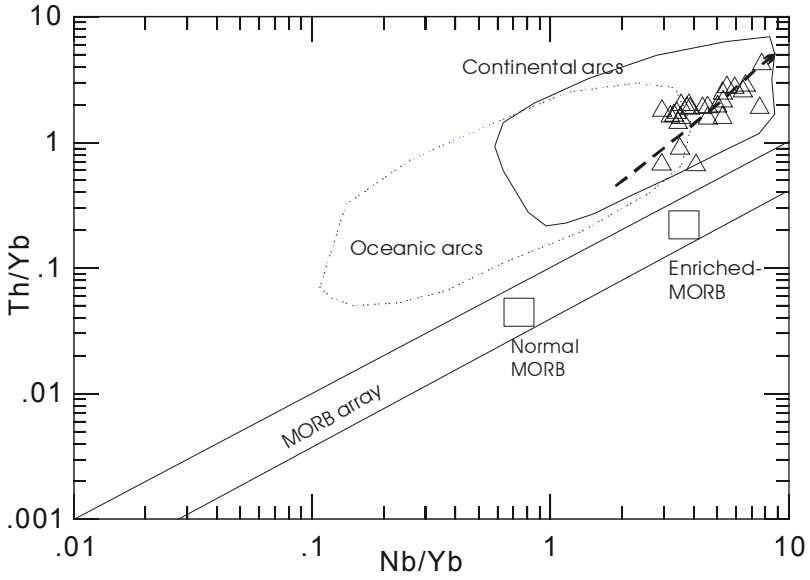


图4. 萨吾尔火山岩Th/Yb对Nb/Yb图解（仿Pearce and Peate, 1995）

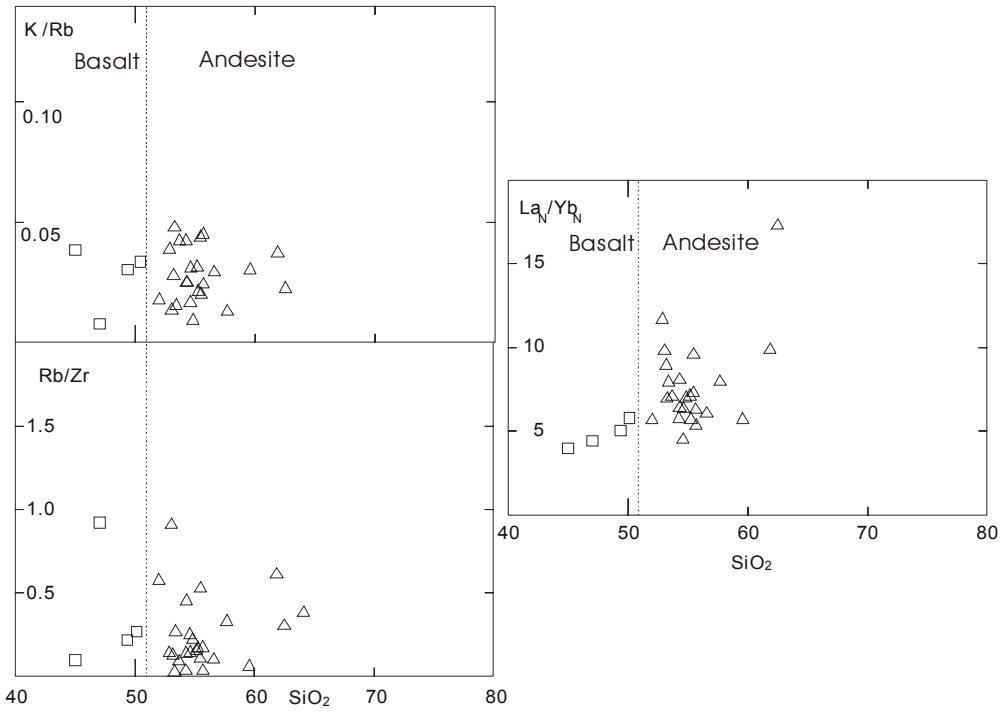


图5. 萨吾尔火山岩SiO_2对K/Rb、Rb/Zr和(La/Yb)n图

我们注意到大多数初始弧岩石具有高于其它构造环境（如大洋中脊或版内环境）产生的岩石的LILE/HFSE和LREE/HFSE比值，这种比值是由于与俯冲有关的过程，LILE-LREE富集的特点被归因于俯冲板片的贡献。萨吾尔地区岩石相对于MORB，明显富集LILE和LREE，亏损HREE和HFSE，这是由于初始岩浆产生于地幔楔形区，在随后的过程中富集LILE和LREE。

Pearce和Peate（1995）的Th/Yb对Nb/Yb图解（图4）能被用于估计元素富集源区。所有的样品

投在活动大陆弧区域，矢量表示富集的可能来源，对于萨吾尔火山岩而言，源区地幔是类似于N－MORB的地幔源。

一些研究者认为钙碱性岩石可能是拉斑玄武岩母岩经地壳同化作用形成的（Ferguson et al., 1992; Hunter and Blake, 1995），而幔源岩浆经地壳的混染能导致碱和碱土金属比例增加（Hawkesworth and Clarke 1994 and Tormey et al. 1995）。

本区火山岩地球化学数据对是否存在地壳混染提供了一些限制。一般在这个岩石组合中像K/Rb和Rb/Zr比值的变化与同化分异结晶作用过程产生的地壳混染有关(Moghazi, 2003)，本区大多数样品的K/Rb和Rb/Zr比值变化很小，表明岩石成因中存在很少的地壳混染。此外，火山岩(La/Yb)cn对SiO_2显示很少的大陆地壳混染。

本区火山岩具有弱的Eu正异常（1.00-1.23）可能有少量下地壳物质混染，因为下地壳物质Eu/Eu^*=1.14（Rudnick和Fountain，1995，Taylor and Mclennan, 1985），同时也表明没有上地壳岩浆混入（上地壳Eu/Eu^*=0.66, Taylor和Mclennan, 1985）。

总之，安山岩通过结晶分异作用产生于更原始的地幔楔形区的玄武岩，也可能有很少量的地壳物质的同化混染。

4.2. 构造环境

火山岩微量元素数据投影在构造辨别图中（图 6）。在 Zr–Ti–Sr 三原图解中，显示定位于汇聚板块边缘的钙碱性岩石的地球化学特征。

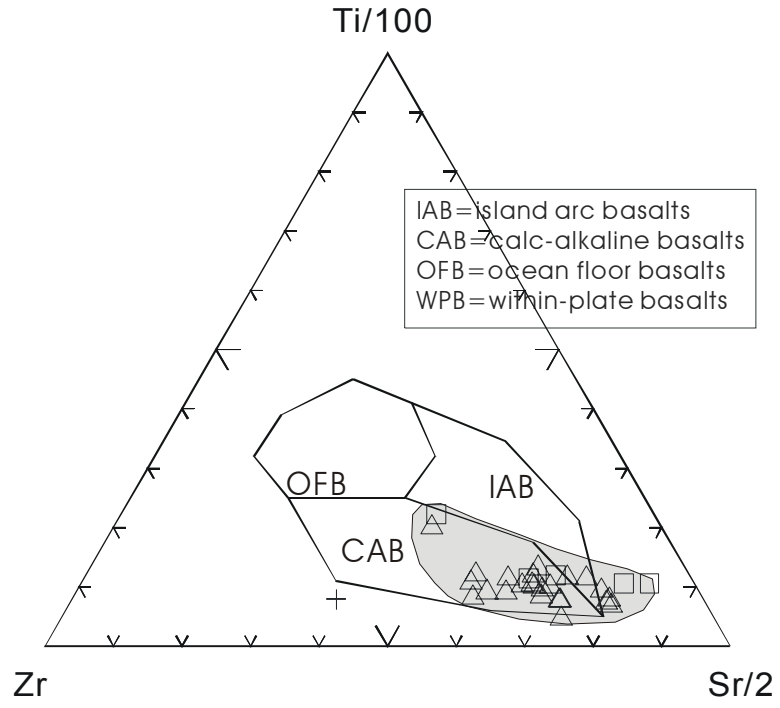


图 6 萨吾尔火山岩构造判别图(Pearce and Cann, 1973)

古生代在阿尔泰南缘（西伯利亚板块）出现古亚洲洋，萨吾尔安山岩地球化学特征表明古生代岛弧由古亚洲洋壳向北俯冲而产生，这样，阿尔泰地区的萨吾尔弧火山岩与古亚洲洋壳向北俯冲于西伯利亚大陆边缘有关，因此，萨吾尔弧火山岩很可能喷发于岛弧环境，该岛弧与其北部的克兰弧后盆地一期构成了典型的晚古生代岛弧－盆地体系，该体系沿着西伯利亚西南边缘分布。

西昆仑长期复杂增生造山演化及成矿背景

韩芳林[1] 张洪涛[2] 陈仁义[2] 肖文交[3]
1，陕西省地质调查院，西安，710054；中国地质大学（北京），北京，100083
2，中国地质调查局，北京，
3，中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029

西昆仑是一个长期复杂演化的典型的增生造山带，经历了动力学过程和构造体制不断转化的4个阶段，每个阶段都形成了特征的矿产，而构造背景是成矿的根本性决定因素。

震旦纪-寒武纪RODINIA超大陆裂解，至晚震旦纪开始扩张，形成原特提斯大洋，该大洋分两大部分，北部靠近塔里木板块是由亲塔里木板块的三个微陆块构成的多岛洋（一种过渡型地壳），南部是泛大洋板块。在多岛洋区微陆块之间保存了裂解期边缘建造，产生了与基性侵入-火山和火山喷气有关的磁铁矿和含铜磁铁矿成矿系列。

奥陶纪-志留纪原特提斯大洋板块沿多岛洋过渡型地块南缘（康西瓦-苏巴什一线）向北低角度俯冲，使上盘多岛洋区变成岛弧，并逐步连接成岛链，于晚奥陶世与塔里木板块碰撞，形成了早、中奥陶世俯冲型花岗岩带和晚奥陶世-志留纪碰撞型花岗岩带，前者产生了热液脉型和矽卡岩型铁铜矿，后者产生“和田”玉。沿俯冲带则形成巨大的弧前加积柱，加积柱中的成矿主要是与和蛇绿岩碎片紧密共生的远洋沉积岩有关，一种是冷水沉积的富铁泥岩，另一种是热水（黑烟囱）成因的铁铜铅锌矿（富锰镍钴）。因晚古生代该加积柱变成岛弧，高热流背景下的区域变质作用使前者在角闪岩相富集变成层状磁铁矿，后者分化迁移，在绿片岩相靠近角闪岩相位置铁、铜沉淀，铅锌流失，只有在低级绿片岩相局部保存了原始矿床。

泥盆纪-中二叠世继承于晚特提斯洋的古特提斯洋继续向北俯冲，但俯冲角度变缓，产生沟-弧-盆构造体制，二叠纪开始趋于结束，中二叠世末再次发生弧陆碰撞，实现增生造山。早古生代加积柱变成岛弧，因后期隆升和阿尔金-苏巴什-康西瓦断层的破坏，在中、西部岛弧火山-沉积建造在断裂带中呈大型透镜体产出，形成了瓦恰-三十里热液型、矽卡岩型、斑岩型铜、铅锌成矿带；弧前形成由复理石和海山（玄武岩和灰岩）构成的两种类型加积柱，前者中形成后生脉型锑汞矿；弧后扩张形成苏巴什小洋盆，在早古生代岛弧与塔里木板块的缝合带位置，由西向东对应于原三个微陆块先后形成三个裂谷盆地，是西昆仑重要的成矿带，成矿类型主要有5种，即：早石炭世与基性火山岩有关的块状流化物铜矿床；早二叠世与酸性火山岩有关的块状流化物铅锌矿床；早二叠世与基性、超基性侵入岩有关的岩浆熔离型铜矿；紧邻北缘断裂，产于塔里木板块本部受断裂和岩性、层位控制的（塔木）层控型铅锌铜成矿带；产于南缘断裂带中的构造蚀变岩型铜矿。

晚二叠世-三叠纪继承于古特提斯洋的特提斯洋不再发生洋底扩张，变成残余盆地，同时冈瓦纳大陆发生向北的裂离，对其施加了巨大的挤压动力，使其发生被动俯冲的同时残留盆地被大量陆源碎屑充填并发生褶冲变形，最终实现了洋陆转化。俯冲的洋壳和携带的碎屑岩在深部发生部分熔融，在古生代增生带上侵入形成了西昆仑造山带规模最大的晚三叠世到侏罗纪花岗岩带，洋壳熔融形成的“I”型花岗岩类形成斑岩型铜（钼）矿，碎屑岩熔融形成的“S”型花岗岩形成稀土和稀有金属矿产，这是西昆仑造山带最有可能寻找大型、超大型矿的一个成矿带。

关键词：西昆仑，增生造山，多阶段，成矿背景

新疆阿尔泰南缘晚古生代多金属成矿带 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学

万博* 张连昌
中国科学院地质与地球物理研究所 (*Email: Wanbo@mail.iggcas.ac.cn)

新疆阿尔泰南缘多金属成矿带由与晚古生代海相火山岩有密切关系的多个矿床组成。由于其成矿规模大、含矿种类多，自上个世纪 80 年代起，就有来自许多国家的地质学家对其进行研究，但至今大家还未对其构造环境产生统一的认识（Sengör 等 1993, 王京彬等 1998）。主要分歧在于其是主动陆缘还是被动陆缘。本文希望通过对研究区内各个矿床的 Sr-Nd-Pb 同位素的研究来指示成矿物质的来源以及成矿的构造条件。

成矿地质背景

阿尔泰南缘泥盆纪海相火山岩主要分布在四个斜列的火山沉积盆地中，从北西至南东依次为阿舍勒盆地、冲乎尔盆地、克朗盆地和麦兹盆地。本研究区是阿尔泰南缘与泥盆纪海相火山作用有关的多金属成矿带，地处西伯利亚板块与哈萨克斯坦与准噶尔板块的结合部位。区内出露地层以下-中元古界、上元古界、泥盆系、石炭系为主，同时也有少量寒武系、奥陶系、志留系和二叠系地层。区内矿床主要分布于泥盆系。区域构造背景复杂，尚未形成统一认识，本文认为该区处于古西伯利亚板块活动大陆边缘上。

代表矿床由西向东依次为阿舍勒铜锌矿、铁木尔特铅锌铜矿、蒙库铁矿、可可塔勒铅锌矿和乔夏哈拉铜铁金矿等著名矿床。其中阿舍勒铜锌矿赋存于早-中泥盆统的阿尔泰镇组地层中，其容矿岩石主要是火山岩，明显形成于火山作用的间歇期，其主矿层产于火山喷发沉积顶部与溢流的界面上，主要为火山喷发间歇期的热卤水沉积产物；铁木尔特铅锌铜矿、可可塔勒铅锌矿、蒙库铁矿均赋存于早泥盆统康布铁堡组上亚组火山岩和火山沉积岩中，但各自受到不同程度的变质和岩浆活动的改造，其中铁木尔特铜铅锌矿矿区内铜矿层位主要产于夕卡岩及变沉凝灰质岩内,受喷流口附近的火山气液交代变质似夕卡岩控制;铅锌含矿层为钙质砂岩及大理岩,形成于火山洼地核心部位,显示出较明显的喷流沉积特征。可可塔勒矿床受火山喷发活动中心控制，主矿体赋存于火山喷发旋回与沉积旋回的转换过渡部位,矿化具多层性特点,在一定层位上常成群成带展布。蒙库铁矿有矽卡岩化的特征。乔夏哈拉铜铁金矿赋存于中泥盆统北塔山组的第三岩型段，成矿以含金磁铁矿型铜矿为主,金铜矿次之，矿床垂向分带清晰“，上铁下铜”现象明显，矿床成因上类似于“塞浦路斯型”(王京彬等，2002)。各矿床产出层位都非常稳定,说明矿体与沉积岩同生且成矿时代范围在早至中泥盆世。

Sr-Nd-Pb同位素特征

本文重点对新疆阿尔泰南缘可可塔勒成矿带的几个典型矿床进行了Sr-Nd-Pb同位素组成的测试。测试结果表明，阿舍勒铜锌矿火山岩εSr变化范围29～31.8，($^{87}Sr/^{86}Sr$)i为0.7060，εNd变化范围2.5～4.4，矿石εSr变化范围25～54.9，($^{87}Sr/^{86}Sr$)i为0.7076，εNd变化范围-1.5～-1.86（李华芹等，1998）；可可塔勒铅锌矿矿石εSr变化范围56.2～72.3，($^{87}Sr/^{86}Sr$)i为0.7086，εNd 变化范围-3.2～-4.3，($^{143}Nd/^{144}Nd$)i为0.512016。蒙库铁矿矿区石英角斑质凝灰岩初始锶为0.7031，石英角斑岩初始锶为0.7173，角斑质凝灰岩初始锶为0.7213。

铅同位素作为成矿物质来源的示踪剂已得到广泛的应用，因此铅同位素的特征也能反映该成矿带的物质来源特征和构造环境。阿舍勒铜锌矿火山岩$^{206}Pb/^{204}Pb$变化范围18.156～18.422，$^{207}Pb/^{204}Pb$变化范围为15.528～15.589；铁木尔特铅锌铜火山岩$^{206}Pb/^{204}Pb$变化范围18.476～19.756，$^{207}Pb/^{204}Pb$变化范围为15.622～16.196；可可塔勒铅锌矿$^{206}Pb/^{204}Pb$变化范围为19.244～20.813，$^{207}Pb/^{204}Pb$变化范围为15.535～15.674；蒙库铁矿$^{206}Pb/^{204}Pb$变化范围18.63～19.703，$^{207}Pb/^{204}Pb$变化范围为15.523～15.809。阿舍勒铜锌矿矿石$^{206}Pb/^{204}Pb$变化范围17.882～18.146，$^{207}Pb/^{204}Pb$变化范围15.381～15.649。

铁木尔特铅锌铜矿矿石$^{206}Pb/^{204}Pb$变化范围17.95～18.31，$^{207}Pb/^{204}Pb$变化范围15.454～15.496。可可塔勒$^{206}Pb/^{204}Pb$变化范围18.001～18.267，$^{207}Pb/^{204}Pb$变化范围15.48～15.843（图1）。

讨论与结论

结合区域构造和岩浆活动和块状硫化物矿床的地质地球化学特征，本文认为阿尔泰南缘晚古生代多金属成矿带与泥盆纪准噶尔洋壳向西伯利亚板块俯冲有着密切的关系，阿舍勒铜锌矿是洋壳一侧的矿床，其火山岩εSr变化范围29～31.8, 初始锶为0.7061 εNd变化范围2.5～4.4，同位素特征更多的反映幔源特征；而可可塔勒矿区初始锶为0.7086，εNd 变化范围-3.2～-4.3。从阿舍勒到铁木尔特、可可塔勒铅锌矿和蒙库铁矿其同位素特征表现为初始锶由小变大，εNd由正值变化到小的负值，可能反映陆壳组分参与成矿越来越多。从Pb同位素特征来看，成矿带内的大多数矿床有强烈的岛弧特征，但可可塔勒铅锌矿成矿物质具有多源性（图1）。因此从成矿带内各个主要的块状硫化物矿床地球化学特征变化来看，从阿舍勒铜锌矿到可可塔勒铅锌矿具有陆壳加厚的趋势，同时也反映了阿尔泰南缘主动陆源大地构造特征。而乔夏哈拉铜铁金矿床有强烈的“塞浦路斯型”矿床特点，很可能是产于准噶尔洋中脊的拉张型块状硫化物矿床。

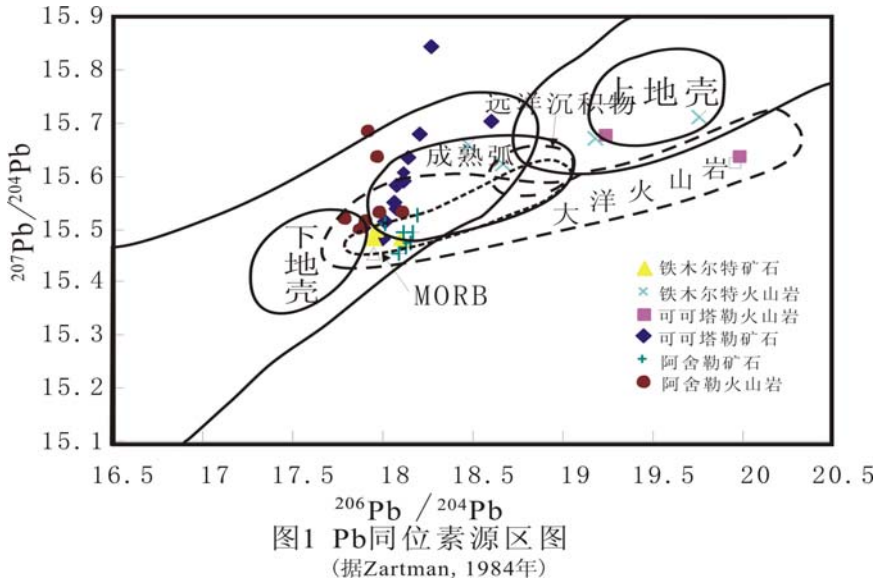


图1 Pb同位素源区图

（据Zartman, 1984年）

参考文献

何国琦,刘德权，李茂松，宋延龄，周汝洪. 1995. 新疆主要造山带地壳发展的五阶段模式及成矿系列. 新疆地质,13: 99-196

王京彬, 秦克章, 吴志亮, 胡建辉, 邓吉牛等. 1998. 阿尔泰型火山喷流沉积型铅锌矿床. 北京 地质出版社, 1-209

李华芹 谢才富 常海亮. 1998. 新疆北部有色贵金属矿床成矿作用年代学. 北京 地质出版社, 1-264

牛贺才, 许继锋, 于学元, 陈繁荣, 郑作平. 1999. 新疆阿尔泰富镁火山岩系的发现及其地质意义 科学通报，l09:1002-1004

韩宝富, 何国琦. 1991. 中国阿尔泰山南缘泥盆纪火山岩带的大地构造性质. 新疆地质科学, 3: 89-100

Windley BF, Kröner A., Guo J.,Qu.,Li Y.,Zhang C. 2002 Neoproterozoic to Paleozoic Geology of the Altai Orogen, NW China: New Zircon Age Data and Tectonic Evolution. The Journal of Geology Vol.110：719-733

Sengör, AMC, Natal’in，BA＆Burtman，VS. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. Nature Vol.364 No.6435：299-307

Goldforb R，Jingwen Mao, Craig Hart, Denghong Wang, Eric Anderson，and Zhiliang Wang.2003. Tectonic and metallogenic evolution of the Altay Shan, Northern Xinjiang Uygur Autonomous Region, Northwestern China Tectonic Evolution and Metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan：7-17

Wang DH. 2003. Geology, geochemistry and geodynamics of Ashele VHMS Cu-Zn deposit,Northwestern Xingjiang Northwestern China Tectonic Evolution and Metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan：153-169

Yuwang Wang, Jingbin Wang, Shulai Wang, Rufu Ding, Lijuan Wang. 2003. Geology of the Mengku iron deposit, Xinjing, China A metamorphosed VMS? Northwestern China Tectonic Evolution and Metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan：181-201

新疆北部古生代增生造山作用与中亚大陆侧向生长*

肖文交[1)]，韩春明[1)]，袁超[2)]，孙敏[3)]，陈汉林[4)]，毛启贵[1)]，厉子龙[3)]，
张连昌[1)]，秦克章[1)]，李继亮[1)]，孙枢[1)]

1) 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室，北京, 100029
2) 中国科学院广州地球化学研究所，广州，510640
3) 香港大学地球科学系
4) 浙江大学理学院，杭州，310027

新疆北部地区位于古亚洲洋构造域南部，其大地构造演化历史研究涉及大陆造山作用类型以及大陆生长等基础理论问题，具有重要意义。本文解剖该地区不同大地构造单元及其配置，讨论其大地构造演化历史。本研究表明自早古生代以来发育阿尔泰－东准-东天山、西准与伊犁－西天山等俯冲增生体系。泥盆纪，这些俯冲增生体系进一步发展，其中阿尔泰－东准俯冲增生体系发生近走向堆叠作用，西准与天山俯冲增生体系分别演化成类似现今西南太平洋的多岛海格局。早中石炭世各俯冲增生体系逐渐接近并发生碰撞－拼贴作用，主体呈现一幅复杂的安加拉地块南缘增生图式。晚石炭世－早二叠世发生大规模走滑。直到二叠纪早期，北面的阿尔泰－准噶尔－天山俯冲增生体系与南面的塔里木陆块碰撞，最终结束了古亚洲洋的演化历史，形成了宽阔的中亚复式造山带。这种复式造山作用是中亚大陆侧向增生主要机制之一，在演化过程中动态地发育弧前增生、弧后扩张与增生弧－增生楔等复杂造山作用，并具有多重构造极性，发生多向消减。

关键词 新疆北部 古生代 中亚复式造山

* 国家重点基础研究发展规划项目(2001CB409801)、国家重点攻关项目(96-915-07)、国家自然科学基金项目(40172080)与香港研究基金项目(HKU7040/04P)联合资助

第一作者简介：肖文交，男，1967 年生，研究员，博士生导师，从事造山带构造地质学与大地构造学研究，E-mail：wj-xiao@mail.igcas.ac.cn

新疆喀拉通克铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素测定及其地球动力学意义

韩春明[1] 肖文交[1] 屈文俊[2] 杜安道[2]

1 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029
2 国家地质实验测试中心, 北京 100037)

喀拉通克是新疆规模最大和最有代表性的铜镍硫化物矿床,位于新疆富蕴县东南28km 处。在喀拉通克矿区内现已发现有11个镁铁质-超镁铁质岩体，均侵位于下石炭统那林卡拉组中,为一个多次侵入的复式岩体,其中1号岩体出露面积约0.1 km^2 ,该岩体地表形态为不规则的透镜状，长度为695m,宽39-289m,岩体长轴方向为333º，倾向北东，倾角60º-85º，在剖面上呈漏斗状产出；1号岩体由黑云母闪长岩相、黑云母苏长岩相、黑云母角闪橄榄岩相和黑云母角闪辉绿辉长岩相组成。1号岩体几乎全岩矿化，工业矿体主要赋存于黑云母角闪橄榄苏长岩和黑云母角闪苏长岩相中，矿体形态和产状与岩体基本一致，长轴方向为334º，向南东倾伏。在在剖面上的形态为条带状、透镜状、似层状及脉状,基本上与超镁铁质岩体的相带产状一致。矿体规模大小不等,长度120～1 140 m ,厚度15.5-30.6 m , 倾角30～50°。矿体产出部位有4 种:一是在超镁铁质岩体的中下部呈悬浮状分布;二是在超基性岩体底部或边部与辉长岩的接触带上;三是在辉长苏长岩体中呈陡倾斜的侧幕状排列;四是在辉长岩体中呈富铜的小矿脉;野外观察第一种矿体为主要成矿类型。与矿化有关的围岩蚀变为蛇纹石化、滑石化、绿泥石化和纤闪石化。本次研究通过对喀拉通克铜镍硫化物矿石的Re-Os 同位素测年,获得等时线年龄数据为(305±15) Ma（2σ）。该数据表明产于阿尔泰山南缘的的这套铜镍硫化物矿床和形成于晚石炭世-早二叠世，与区内广泛发育的造山型金矿和浅成低温热液型金矿为同一时期形成，为伸展环境的产物。其等时线$^{187}Os/^{188}Os$ 初始比值为0.352±0.044 ,γOs值平均为181,表明在成矿过程及岩浆侵位期间有少量地壳物质加入成岩成矿系统。

关键词 Re-Os 同位素测年 二叠纪 铜镍硫化物矿床 喀拉通克 新疆

阿尔泰南缘萨吾尔火山岩 Sr–Nd–Pb 同位素组成：俯冲带组分的贡献

沈远超　申 萍　刘铁兵　李光明　曾庆栋
中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029

本文报道了新疆北部萨吾尔山早石炭世黑山头组火山岩的Sr–Nd–Pb同位素数据。萨吾尔火山岩主要由安山岩及其相应的火山碎屑岩组成，有少量的玄武岩。火山岩具有均一的初始$^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7094–0.7114)，Nd[εNd(340Ma)＝6.58-7.60]和Pb（$^{206}Pb/^{204}Pb$=18.21－19.35，$^{207}Pb/^{204}Pb$=15.47–15.57，$^{208}Pb/^{204}Pb$=37.93–38.97）同位素比值，指示火山岩来源于俯冲带的地幔楔形区。

关键词：萨吾尔火山岩；同位素；新疆

与俯冲带有关的岩浆成分变化反映了板块碰撞系统中多种来源组分的相互作用，这些来源包括岛弧下的地幔楔形区以及源于俯冲板块的流体和熔体。大多数现代岩浆源于俯冲板块之上的地幔楔形区（Ringwood, 1974; Gill, 1981; Wyllie, 1982; Arculus & Powell, 1986），大陆地壳通过同化分离结晶作用（AFC）也能改变形成于俯冲带的岩浆组成(DePaolo, 1981; Hildreth & Moorbath, 1988)。一般地幔楔形区组成是大洋中脊玄武岩（MORB）或更多的亏损地幔，也可能有洋岛玄武岩（OIB）来源（Morris & Hart, 1983; Woodhead, 1989; Crawford *et al.*, 1995; Danyushevski *et al.*, 1995; Peate *et al.*,1997）。

1. 地质背景

萨吾尔地区位于西伯利亚板块和哈萨克斯坦－准噶尔板块的过渡部位（图1）。在古生代，古亚洲洋存在于西伯利亚和哈萨克斯坦－准噶尔板块之间，古亚洲洋壳向南俯冲于西伯利亚板块之下，沿着西伯利亚板块南缘形成沟（乌仑古海沟）－弧（萨吾尔－阿尔曼太岛弧）－盆（克兰弧后盆地）体系，萨吾尔位于萨吾尔－阿尔曼太岛弧西部（图1）。

萨吾尔火山岩主要有中泥盆统萨吾尔山组和下石炭统黑山头组火山岩，我们进行了区域50Km^2的火山岩岩相和构造填图，研究了9个深400-853米的钻孔岩芯，鉴定了地表247个薄片，据此我们认为出露在萨吾尔山东部的阔尔真阔腊地区的火山岩应为下石炭统黑山头组火山岩。建立在上述基础上，结合岩石地球化学数据分析结果，我们认为本区火山岩主要为安山岩包括玄武安山岩（>90%）和相应的火山碎屑岩，有少量的玄武岩（<10%）。

本文报道了萨吾尔山玄武岩和安山岩的Sr–Nd–Pb同位素，以期（1）研究这些岩石的同位素地球化学特征，（2）论述岩浆源和成因岩石学，（3）探索该地区岩浆活动与成矿作用的耦合。

2. 分析方法和结果

从出露好且蚀变弱的露头、坑道和岩芯选取0.5-1.0kg能代表不同类型火山岩的全岩样品，破碎和索分后，取100g样品碾磨用于确定Sr–Nd–Pb同位素，所有的数据在中国科学院地质与地球物理研究所的德国Finnigan公司MAT-262热电离质谱计上测量。Rb和Sr的全流程本底约为100pg，Sm和Nd的全流程本底约为50pg。铅的全流程本底小于50pg。采用$^{86}Sr/^{88}Sr$=0.1194和$^{146}Nd/^{144}Nd$ = 0.7219校正测得的Nd和Sr同位素比值。Sr和Nd的误差（2σ）为±0.000015。铅同位素质量分馏校正系数为每质量单位1‰，该校正系数源于对铅标准物质NBS981的大量测试所获得的数据。

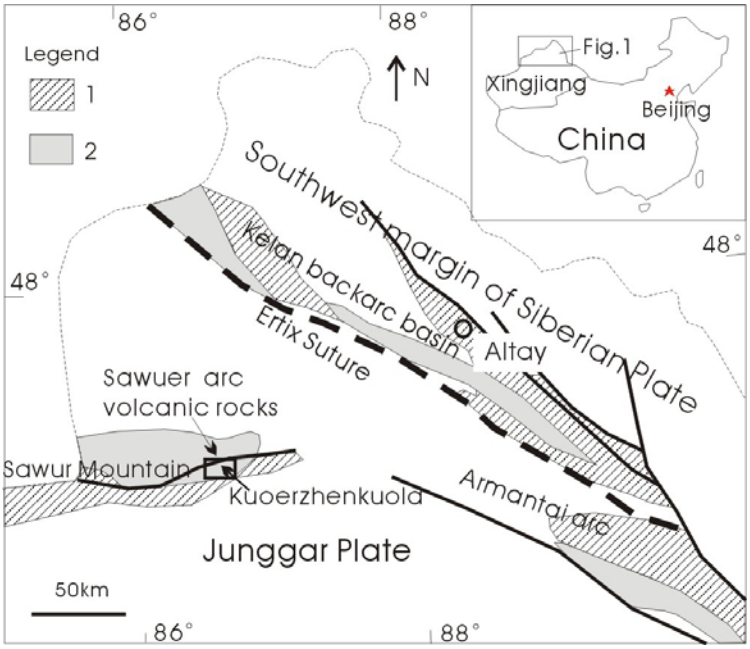


图1. 北疆地区晚古生代火山岩分布图（据秦克章，2002；王京彬，2004） 1－中泥盆统；2－早石炭统

萨吾尔火山岩初始$^{87}Sr/^{86}Sr$比值是相对均一的（0.703618－0.704975），Nd同位素也是均一的（0.512815－0.512886），ε Nd（340Ma）值为6.58－7.60，样品中Pb同位素也是均匀的，$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$和$^{208}Pb/^{204}Pb$比值分别为18.21－19.35、15.47–15.57 和37.93–38.97。在Sr–Nd－Pb同位素判别图中（图2），样品占据很小的数据范围，且Sr、Nd和Pb同位素比值位于DMM、EM1、EM2和HIMU地幔组分（James和Murcia，1984）限定的范围之内。

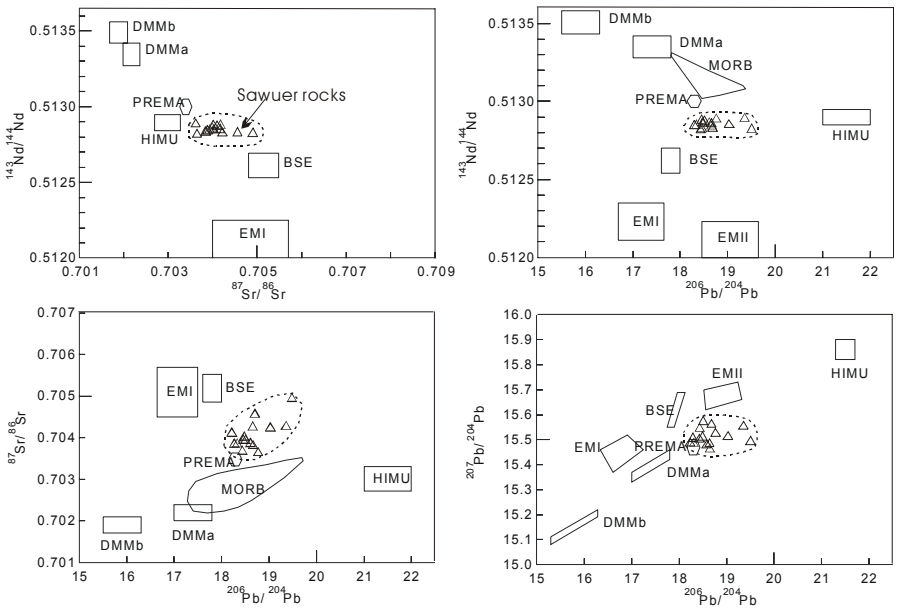


图2 萨吾尔火山岩Sr、Nd、Pb同位素判别图解（Rollison，1993）

DM.亏损地幔；EMI.第一类富集地幔；EMⅡ.第二类富集地幔；HIMU.高U/Pb比值地幔；BSE.全硅质地幔；PREMA.流行地幔；图中黑色虚线表示萨吾尔火山岩的落点范围

3. 岩石成因

3.1 源区特点

萨吾尔火山活动是由准噶尔板块向北俯冲于西伯利亚板块大陆岩石圈之下引起的。萨吾尔晚古生代火山岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值变化于0.7039－0.7049，与南美安第斯北带和南带的晚三叠纪钙碱性熔岩的范围一致（0.7038－0.7048）（图3），而与安第斯中带火山岩的同位素变化范围大，比值高的特点不同（0.7042－0.7090）（Gunter Faure, 2001）。同样，本区$^{143}Nd/^{144}Nd$比值为0.512815－0.512886，比典型的岛弧熔岩稍低（0.51297－0.51305, White,W.M., Patchet, P.J., 1984），而与安第斯中带火山岩的同位素变化范围大，比值低的特点不同。

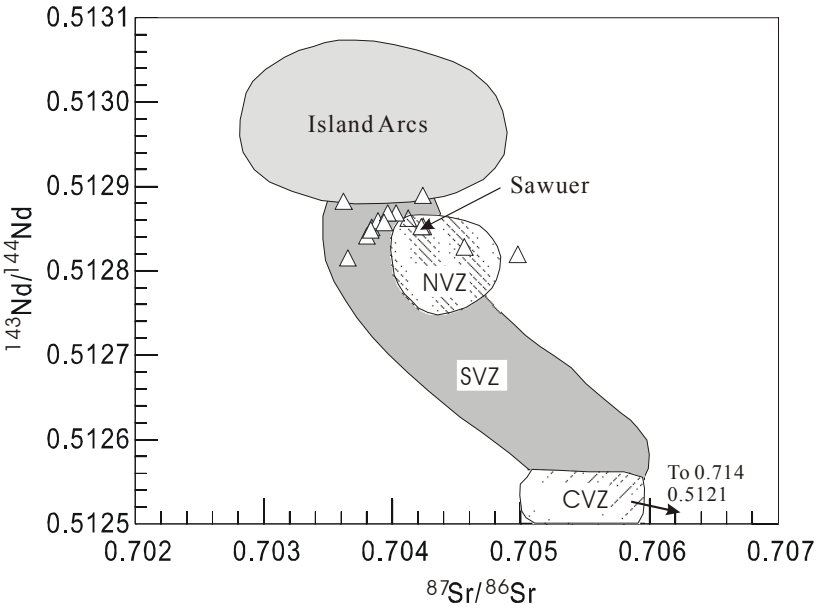


图3 萨吾尔火山岩中Sr和Nd的同位素变化

图中显示安第斯南带（SVZ）、中带（CVZ）和北带（NVZ）火山岩的同位素变化区域

研究表明（Gunter Faure, 2001），安第斯中带火山岩同位素特点指示该区岩浆同大陆壳花岗质岩石相互作用，安第斯北带和南带的火山岩从源于大陆岩石圈的岩浆中形成，该大陆岩石圈已经富集了源于Nazca板块的俯冲洋壳带来的Rb、Sr和其它LIL元素。

萨吾尔火山岩同位素比值特点与安第斯北带和南带的熔岩同位素比值特点一致，均与标准的火山岩的岩石成因模式一致，该成因模式是岩石形成于毕尼奥府带之上的地幔楔形区的俯冲带，没有广泛的地壳岩石的混染（Gunter Faure, 2001），即岩浆是由地幔楔形区的交代蚀变岩局部熔融形成的，而不是俯冲洋壳玄武岩和沉积物的熔融。

3.2. 地壳混染？

本区安山岩中存在很高的Sr（最大值为1131ppm），远高于大陆地壳的值（Sr = 325 ppm; Rudnick and Fountain, 1995），这排除了岩石成因中地壳混染起了有意义的作用。此外，结晶分异混染作用是不可能的，因为AFC作用导致伴随着$^{87}Sr/^{86}Sr$比值的增加和 ε Nd (T)值的减少，这些特征在萨吾尔火山岩中未出现。

岩浆混合也不可能，因为岩浆混合应在同位素相关图上产生混合曲线，并且落在同位素比值组成的区域内，这些并没有出现（图4），这些岩石没有显示混合曲线。

从上述两个方面我们认为萨吾尔火山岩来源于俯冲带地幔楔形区的亏损地幔，没有明显的地壳混染。

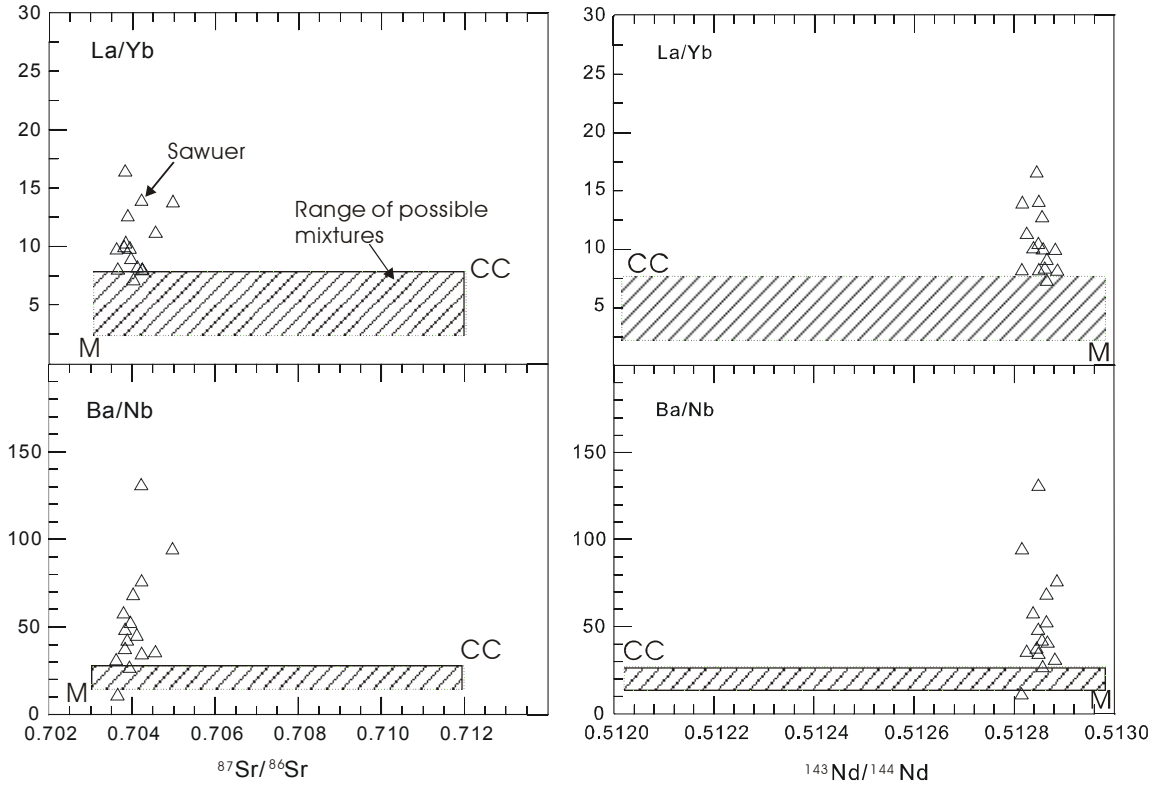


图4　Sr和Nd同位素比值与La/Yb和Ba/Nb比值相关图

阴影区指示典型幔源物质（M）(A.W. Hofmann, 1988)和壳源物质（C）(S.R. Taylor, S.M. McLennan, 1985)之间的混合区域。大多数萨吾尔熔岩落在这个界限之外。

4. 火山活动与成矿作用耦合

萨吾尔岛弧广泛发育金矿化，主要集中在阔尔真阔腊地区，该区发育的火山晚期热液金矿床与火山活动具有密切的成因联系，我们进行的同位素研究表明，金矿床成矿流体中氦、硫、铅、锶等主要来源于地幔，其中 $^{3}He/^{4}He$ 比值为 0.64-9.48Ra，远远高于地壳特征值（0.01-0.05Ra），并与地幔特征值（6-9Ra）趋近；$\delta^{34}S$ 为 0.317－2.853‰，均为较小的正值，与陨石硫接近，为幔源硫；成矿流体初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 同位素组成为 0.70305－0.70472，与萨吾尔火山岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值（0.7039－0.7049）完全吻合，表明 Sr 来源于地幔楔形区的亏损地幔；成矿流体 $^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 比值分别为 17.71－18.50、15.33－15.60、37.21－38.28，与萨吾尔火山岩的一致。

萨吾尔地区金矿床成矿流体来源的幔源特点与源于俯冲带地幔楔形区的亏损地幔且没有明显的地壳混染的火山岩的成因完全一致，说明萨吾尔岛弧火山活动与火山晚期热液成矿作用之间存在耦合关系。

阿尔泰克朗盆地成矿流体包裹体研究

保增宽 袁万明 董金泉 高绍凯
中国科学院 高能物理研究所 北京 100049

克朗盆地地处新疆北部阿尔泰地区，西伯利亚古板块阿尔泰陆缘活动带中段即阿尔泰褶皱带克兰复向斜中段的阿尔泰向斜。克朗盆地内的 Au、Cu、Pb、Zn、Fe 等矿化主要附存于泥盆纪下泥盆统康布铁堡组上亚组第二岩性段（$D_1K^2_2$），主要为一套中酸性火山岩、火山碎屑岩、沉积碎屑岩夹碳酸盐岩。克朗盆地成矿作用具有南北分带、东西分区的特征。克朗北矿带西起大东沟，东至阿巴宫，受阿巴宫断裂控制，矿带内分布有阿巴宫铁矿、萨热阔布金矿、铁米尔特-恰夏铜铅锌矿床、乌拉斯沟铜矿点及布鲁古逊铅锌矿点等。

克朗盆地泥盆纪火山－沉积岩建造广泛分布，且普遍遭受了区域动力热流变质，主要为低绿片岩相，局部为低角闪岩相。克朗盆地成矿作用于热液流体有着密切的关系。如阿巴宫矿床为海底火山喷气沉积和次火山热液成矿，铁米尔特矿床为后生热液成矿（147 线矿段）、火山喷气沉积和后生热液成矿（39 线矿段）。成矿带内多金属矿床（点）主要含矿层位为下泥盆统康布铁堡组，矿体主要成层状、似层状，透镜状，部分网脉状。围岩蚀变主要为黄铁矿化、硅化（次石英岩化）、似矽卡岩化。

克郎盆地内许多矿床（点）都与白色石英脉或硅化脉在空间上密切伴生。为了了解这种石英脉或硅化脉与成矿作用的关系，本文对盆地内不同矿床的含矿石英脉进行了流体包裹体研究。包裹体均一温度用 THMSG 600 冷／热台测试，测试精度为±1°C。石英包裹体气相成分采用加热爆裂法在 RG202 四极质谱仪测定，液相成分由 HIC－6A 型离子色谱仪测定，精度均小于 5%。

流体包裹体均一温度分析的矿物均取自与硫化物、蚀变矿物共生的矿石中，主矿物均为石英。盆地内不同矿床（点）的流体包裹体类型多为气液型，形状主要为圆形、椭圆形、长方形等，部分具负晶形和不规则形。包裹体大小介于 2～10 μm 之间，气液比为 10～35%。从空间上分析，克朗盆地中段萨热阔布－铁米尔特矿区流体的均一温度小于北西段和南东段，推测可能与铁米尔特断块亚区沉降幅度最大有关。从矿床类型分析，由铁矿→铜铅锌矿→铅锌矿→铅锌金矿→金矿，流体均一温度逐渐降低。温度变化趋势反映了从海相火山喷流沉积成矿到深循环热液的成矿过程。克朗盆地流体包裹体均一温度测试结果显示该区流体温度范围为 105～294°C（多数为 150～260°C），如阿巴宫铁矿为 180～190°C 和 240～260°C；萨热阔布金矿为 140～160°C 和 180～200°C；布鲁古逊铅锌矿点为 150～190°C 和 200～240°C；蒙库铜矿为 150～170°C，170～190°C 及 200～220°C。通过分析每个样品及所有样品温度分布直方图（图 1），可将克朗盆地石英脉或硅化脉大体上可以分为三个温度阶段：Ⅰ. 290～230°C，Ⅱ. 220～180°C，Ⅲ. 170～150°C。吴志亮等（1996）通过对克朗盆地各矿床矿物流体包裹体研究认为该矿带主矿化温度一般在 250－350℃之间。王京彬等（2000）测得该矿带成矿流体包裹体均一温度为 240～360℃，为主成矿温度。因此，第Ⅰ阶段（290～230°C）为主成矿阶段，第Ⅱ阶段则后期次成矿阶段；而第Ⅲ阶段可能为成矿后期石英（硅化）脉，与成矿作用基本无关。可见，克朗盆地大多矿床（点）具有多期热液叠加成矿特点。

各矿床石英（硅化）脉中石英包裹体各离子成分显示，成矿流体中富含 Na^+、Ca^{2+}、SO_4^{2-}、Cl^-，而贫 K^+、Mg^{2+}、F^-，为 $Na^+－Ca^{2+}－Cl^-－SiO_4^{2-}$型，反映火山喷流沉积矿床的流体特征。$F^-/Cl^-$比值除恰夏铜矿外，其余均小于 1，显示岩浆热液不明显。另外 Na^+/K^+基本都大于 1，也显示岩浆热液不明显的特征。该区矿床 $SO_4^{2-}/(F^- + Cl^-)$多数大于 1，说明了成矿物质可能主要以硫的络合物形式搬运，

反映了该区为富硫环境。铁米尔特铅锌矿 K19-4 样品的 Na^+、Ca^{2+}、SO_4^{2-}、Cl^- 含量较高分别达到 6.80μg/g、5.25μg/g、2.25μg/g 和 4.14μg/g，而且 Cl^- 含量远大于 F^- 含量，说明 Na^+、Ca^{2+}、SO_4^{2-}、Cl^- 在成矿过程中对成矿元素的活化、运移和富集起着积极的作用。成矿流体气相成分中 H_2O 和 CO_2 的含量较高，两者的摩尔百分比之和达 80～90%，对成矿作用起到积极作用。从铅锌矿、铜矿到金矿，CO_2 含量由高到低。从空间上分析，克朗盆地成矿带具高 $H_2O-CO_2-N_2$ 特征，反映了具有相同的来源。其中 N_2 含量较高，为 6～12mol%，说明了流体中有一定的大气降水混和。从矿床类型分析，铁米尔特铅锌矿和布鲁古逊铅锌矿流体中气相成分很相近，反映了本区铅锌矿床中气体具同源性。另外，铁米尔特铅锌矿床 CH_4 的含量也较高，具有生物沉积的特征，这与矿床中富 ^{32}S，贫 ^{34}S 环境一致。盆地内成矿流体的盐度为 5～60 wt%NaCl，从早期到晚期盐度降低。反映了成矿流体早期以岩浆水为主，晚期为海水、大气降水与岩浆水的混和。

综上所述，可得到克朗盆地成矿带主成矿温度为 290～230°C，各矿床（点）具有多期热液叠加成矿的特点。流体包裹体成分显示成矿流体为富 Na^+、Ca^{2+}、SO_4^{2-}、Cl^-和 H_2O、CO_2 的高盐度的热卤水，反映了火山喷流沉积成矿流体特征。

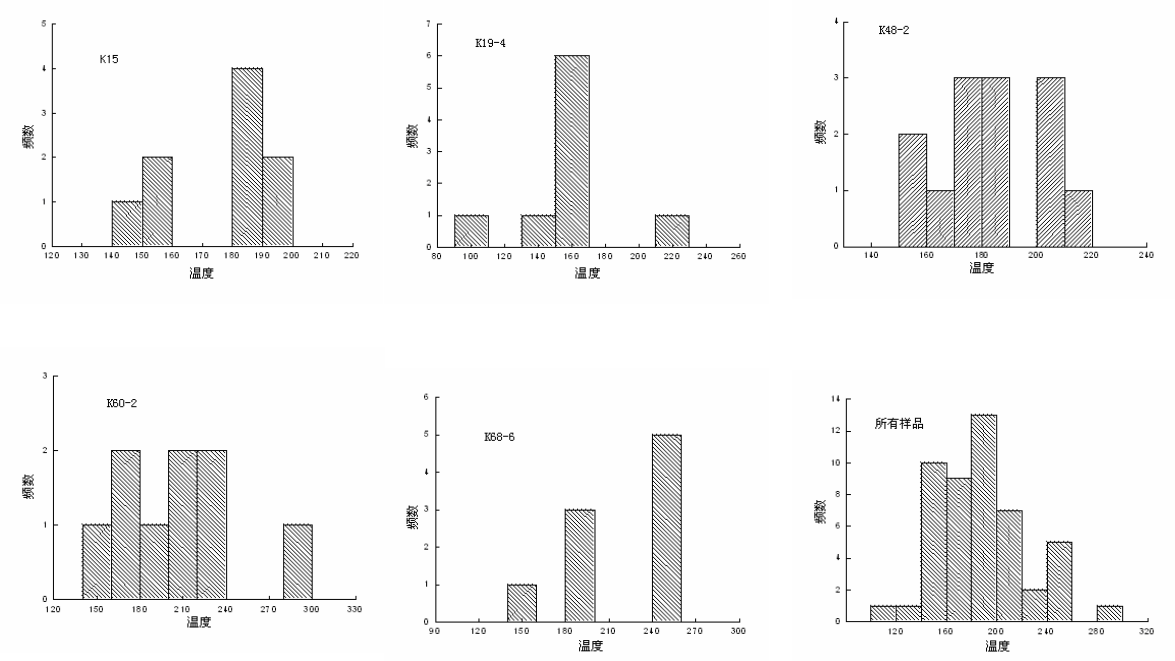


图 1 克朗盆地部分矿床包裹体均一温度直方图

中国阿尔泰变质岩类的 CHIME 年代及其形成 *PT* 条件
CHIME monazite ages and P-T conditions of the Altai metamorphic rocks, China

郑常青[1]　徐学纯[1]　ENAMI Masaki[2]　KATO Takenori[2]
1. 吉林大学地球科学学院　长春　130061 (zhengcq@sohu.com)
2. Nagoya University

中国新疆北部阿尔泰地区，从北部中哈、中俄、中蒙边境到中国新疆阿尔泰山前额尔齐斯断裂带之间，东西长约 370km，南北宽约 80km，在这样一个广大区域，发育了一套原岩相当于新元古代晚期至古生代中期的沉积岩－火山岩，总体变质程度达中等级别的区域变质岩系，以及侵入其中的古生代后期的大量花岗岩类岩石。NW-SE 方向大型断层带将全区划分 5 个较大的地质体单元[1]。样品采自变质岩系和花岗岩最为发育的中国阿尔泰山的中央部位，冲乎尔－阿巴宫带和阿尔泰山带，其中冲乎尔－阿巴宫带是一套原岩相当于晚志留纪至中泥盆纪沉积－火山岩变质岩系和石炭纪中期－二叠纪的花岗岩类岩石；阿尔泰山带是一套原岩相当于新元古代晚期至志留纪沉积－火山岩变质岩系和泥盆纪、石炭纪－二叠纪的花岗岩类岩石。

独居石的 CHIME 年龄　变质作用年龄是采用电子探针独居石 Th-U-Pb 化学法[2-5]（CHIME 法）测定的。独居石的测定数据结果是在日本 Nagoya 大学的年代测试中心完成的。电子探针仪器设备是日本 JEOL 公司生产，型号为 JCXA-733 R，加速电压 15 kV，束流 250nA，束斑 5μm。研究区的主体变质岩系变质年龄结果分两组，在研究区的西北部～中央部为二叠纪中晚期（261-264Ma），南东部为中泥盆纪（377-381Ma）。两者的分界线还不十分确定，从区域分布上看推测在卡拉森格尔断裂带一线。

变质矿物共生组合　二叠纪中晚期变质岩系中代表性矿物组合：石榴石（Grt:$alm_{62-75}prp_{10-30}sps_{4-14}grs_{2-8}$）＋黑云母（Bt）＋斜长石（Pl）＋矽线石（Sill）＋白云母（Ms）＋石英（Qtz），有的地方岩石中含有十字石(St)、蓝晶石（Ky）或堇青石矿物，同时伴生大量花岗质片麻岩岩石。此外分布在冲乎尔、阿勒泰地区相对低温的结晶片岩类，呈北西－南东向透镜状盆地展布，两侧被相对高温的二叠纪中晚期变质岩系和花岗质片麻岩类所包围[6]。结晶片岩的代表性矿物石榴石（Grt:$alm_{34-71}prp_{30-37}sps_{4-14}grs_{5-30}$）存在成分分带现象。冲乎尔地区的变质泥质岩石矿物世代演化表明：从透镜状盆地的中心部向两侧发育的递增变质带依次是：绢云母＋绿泥石(Chl)带、Chl＋Bt 带、Grt＋Bt 带、St＋Ky 带以及 Sill 带。阿勒泰地区也是从透镜状盆地的中心部向两侧发育的递增变质带，除了蓝晶石（Ky）被红柱石（And）代替以外，其他矿物组合特征和冲乎尔地区的一样[7-8]。

中泥盆纪变质岩系主要分布在卡拉森格尔断裂带以东的大青格里河一带，代表性矿物组合：Grt（$alm_{52-75}prp_{7-17}sps1_{4-31}grs_{3-8}$）、Bt、Pl、St、Ms 、Sill、Qtz，有的地方岩石中含有红柱石(And)、堇青石（Cord）或者蓝晶石（Ky）。

形成条件　研究区变质岩系的形成条件依据 Grt-Bt 和 Grt＋Bt＋Pl＋Al_2SiO_5＋Ms＋Qtz 地质温压计，以及利用部分共生组合的连续反应来推断的。各样品估测的 P/T 条件的平均值如下：二叠纪中晚期和花岗质片麻岩共生的片麻岩类变质岩系 P/T 为 0.45-0.75Gpa/640-780℃，冲乎尔和阿勒泰盆地的结晶片岩类 P/T 为 0.45-0.6Gpa/520-560℃；中泥盆纪变质岩系 P/T 为 0.35-0.5Gpa/460-580℃。

结论　分布在中国西北部的新疆阿尔泰造山带变质岩系至少存在中泥盆纪和中晚二叠纪时代不同的两期中压型变质作用。以卡拉森格尔断裂带为界，其西北部～中央部主变质时期为中晚二叠纪，南东部主变质期为中泥盆纪。中晚二叠纪变质岩系中相对低温结晶片岩类和相对高级变质的片

麻岩类岩石，虽然在岩相学及其 P-T 条件等方面有较大差异，但是两者应该属于一个连续的递增变质作用的产物。

基金项目资助:教育部国家留学基金资助(2002，学号：22822088)；国家自然科学基金（40272100）；教育部博士点基金项目（20010183008）；国家油气专项（XQ-2004-07）

参考文献

[1] Windley, B. F., Alfred Kro¨ner, Jinghui Guo, Guosheng Qu, Yingyi Li, and Chi Zhang. Neoproterozoic to Paleozoic Geology of the Altai Orogen, NW China:New Zircon Age Data and Tectonic Evolution[J].*Journal of Geology*,2002,110:719-737.

[2] Suzuki K , Adachi M. precambrian Provenance and Silurian Metamorphism of the Tsubonosaxa paragneiss in the South Kitakani Terrene , Northeast Japan[J]. *J Geochem* . 1991,25:357-376.

[3] Suzuki K, Adachi M. Denudation history of the high T/ P Ryoke metamorphic belt , southwest Japan : constraints from CHIME mon2azite ages of gneisses and granitoids[J]. *J* . *Metamorphic Geol* . 1998,16:23-37.

[4] Montel J M , Foret S ,Veschambre. M , et al. Electron Microprobe Dating of Monazite [J] . *Chem Geol* .1996,131:37-53.

[5] Rhede D , Wendt I , Forster H J . A Three-Dimensional Method for Calculating Independent Chemical U/ Pb-and Th/ Pb-Ages of Accessory Minerals[J] . *Chem Geol*,1996,130:247-253.

[6] 郑常青,徐学纯,何政伟.阿尔泰造山带晚古生代斜长-二长花岗质片麻岩特征及成因研究[J].矿物岩石, 2003,23(2):1~5.

[7]徐学纯,郑常青,赵庆英.新疆阿尔泰地区冲乎尔递增变质带特征及其演化[J].现代地质, 2005,19(3):334-340.

[8]徐学纯,郑常青,赵庆英.新疆阿尔泰海西造山带区域变质作用类型于地壳演化[J].吉林大学学报（地球科学版）, 2005,35(1):7-11.

作者索引(以拼音为序)

A

艾永亮 383, 397, 435

B

白文吉 240
白正华 411
保增宽 124, 440, 455
边千韬 356

C

蔡明海 137, 185
常丽华 347
陈　斌 230
陈　晶 199
陈　亮 279
陈　凌 115
陈　涛 11, 336
陈　文 433
陈　意 214
陈柏林 420, 423
陈道公 203
陈福坤 221, 245, 279, 326
陈广浩 11
陈国能 195
陈汉林 87, 378, 418, 432, 449
陈建林 15
陈建生 372
陈列锰 116
陈能松 403
陈仁义 446
陈松永 29
陈廷愚 283
陈小明 74, 236
陈衍景 316, 407
陈毓川 242
陈元忠 378
陈振宇 242
陈正宏 70
陈正乐 420, 423
陈志勇 378
谌宏伟 352
程瑞玉 180
程顺有 4, 23
程素华 280, 374
程晓敢 378
池顺良 72
储雪蕾 326, 389
储著银 278
茨　邛 170

D

戴梦宁 73
党青宁 266
邓晋福 352
狄敬茹 277
丁　林 356
丁汝福 331
丁仨平 429
丁式江 136
董　峰 7
董　锋 245
董传万 87, 155, 432
董国臣 110, 336
董金泉 124, 440, 455
董良云 155
董文明 436
董彦辉 15
董云鹏 4
杜安道 450
杜利林 292
段振豪 302, 303

F

范宏瑞 323, 326, 389
范蔚茗 32, 105, 274
方爱民 370
方青松 240
方世虎 377, 380
方维萱 427
凤永刚 271
付　伟 317
付建明 134, 137, 185
付善明 76
付泰安 136

G

高　俊 31, 327, 405
高　山 45, 64, 73, 249, 272
高福红 108
高金耀 93
高绍凯 124, 440, 455
高天山 216, 387
葛文春 63, 180
葛肖虹 347
耿全如 334
耿元生 255, 292
宫红良 423
龚　冰 390
巩庆林 378
郭　锋 57, 106
郭　璇 119, 394
郭安林 4, 23
郭敬辉 197, 273, 279, 326, 389
郭素淑 7, 218, 220
郭英坤 294
郭原生 76
郭召杰 24, 26, 278, 377, 380, 426, 439
郭正府 109
郭周平 96

H

韩　松 131
韩宝福 65, 193, 194, 439
韩春明 449, 450
韩芳林 446
韩建恩 360, 363, 366
韩郁菁 211
韩宗珠 262
郝艳涛 236
何　斌 88, 89
何俊国 317
何龙清 137, 185
何艳红 268
洪大卫 193, 194
洪吉安 100,234
侯泉林 80
侯增谦 341
侯振辉 220
胡　波 429
胡　建 157, 160
胡芳芳 221, 323, 326
胡瑞忠 114, 122
胡兆初 54, 64, 272
华仁民 140
黄　方 33
黄　杰 230
黄　晶 389
黄德志 327, 405
黄费新 370

黄小龙 89

J

姬广义 51, 66, 147, 162, 183
纪伟强 37, 79, 108, 142
季建清 338, 339, 340, 376, 392
季寿元 199
贾承造 87
贾秀勤 81, 131
简　平 32, 282, 341
江　万 341
江博明 194, 299
江新胜 344, 346
姜　能 49
姜　杨 246
姜春发 278
姜立丰 433
蒋少涌 157, 160, 386
金　惠 333
金　巍 270
金成伟 323, 326, 389
金惟俊 77, 131
金翔龙 93
金振民 19, 137, 185, 202
靳兰兰 73

K

康志强 15
柯　珊 173, 355

L

赖　勇 50
赖绍聪 4, 46
赖兴运 374
雷裕红 170
李　和 81
李　丽 423
李　英 181
李超文 57
李承东 77, 131
李传新 377
李德威 358
李光明 319, 441, 451
李广远 127
李海兵 29, 232, 354
李皓扬 338
李红生 370
李怀坤 237, 369
李继亮 370, 404, 418, 432, 438, 449
李建威 138
李江海 280
李锦轶 415
李朋春 11
李秋根 266, 276, 278
李秋立 221, 245
李三忠 233, 259, 262, 263, 298
李士彬 116
李曙光 7, 33, 103, 218, 220, 245, 251, 398
李天福 44, 240, 241
李通艺 338, 392
李王晔 398
李文明 181
李文铅 427
李文渊 96
李伍平 36
李献华 382
李向辉 221
李向民 86
李晓彦 403
李旭平 311, 397, 435
李正祥 382
李之彤 127
李志宏 136
李佐臣 429
厉子龙 87, 432, 449
梁　涛 166
梁育瑄 376
廖忠礼 344, 346
林锦荣 436
凌文黎 272
刘　斌 329
刘　富 211, 279
刘　良 202
刘　庆 80
刘　爽 99
刘　伟 405
刘　颖 382
刘超辉 266, 276
刘池阳 330
刘传周 438
刘敦一 28, 32, 254, 339, 340, 376, 382, 392, 401
刘福来 44, 227, 255
刘国生 43, 416
刘汉彬 436
刘嘉麒 109
刘景波 198, 210
刘俊来 347
刘琦胜 341
刘树文 258, 263, 266, 276, 278, 426
刘铁兵 441, 451
刘小汉 283, 299, 370
刘晓春 233, 282
刘贻灿 7, 218, 220, 245, 251
刘永江 347
刘勇胜 45, 64, 249
刘援朝 9
刘云华 137, 185
柳小明 54, 58, 63, 74, 272, 397, 403
柳益群 330
龙灵利 31
卢登蓉 271
卢焕章 315
卢欣祥 164
陆松年 237, 270
路凤香 36, 39
吕荣平 363, 366
罗　彦 298
罗静兰 99
罗清华 338, 339, 392
罗照华 166, 173, 352, 355
罗震宇 88

M

马　斌 100
马　瑞 246
马昌前 138, 144, 152, 171
马国桃 170
马浩明 195
马润则 9, 122
马中平 86
毛　骞 109
毛国政 15
毛启贵 449
孟大维 211
孟繁聪 29, 44, 207, 354
孟庆伟 360, 363, 366
孟宪刚 360, 363, 366
苗来成 32
莫宣学 102, 110, 173, 336, 344, 346, 352

N

倪志耀 9
聂凤军 317
牛贺才 20, 411, 427
牛利锋 42
牛漫兰 43, 416
牛耀龄 22, 205, 206

P

潘桂棠 334, 344, 346
潘裕生 370
庞庆帮 127
裴福萍 37, 79, 108, 142
裴先治 4, 429
彭　澎 273
彭松柏 134, 137, 185
彭头平 105, 274
彭卓伦 195

Q

戚大能 436
戚华文 122
戚学祥 29, 207, 232, 355
钱　青 31, 338, 339, 340, 405
钱存超 233
乔玉楼 411
秦克章 449
秦社彩 74
丘志力 60, 74
邱　林 307
邱检生 151, 157, 160, 386
裘愉卓 114
曲军峰 383, 397, 435
曲丽丽 322
屈文俊 450

R

任纪舜 3
任留东 282, 283, 292
任收麦 347

S

单　强 20
单立华 331
邵济安 36, 39, 58
邵荣松 195
邵兆刚 360, 363, 366
佘振兵 152
申　萍 441, 451
沈　昆 229, 323, 324
沈敢富 176, 187
沈珏红 333
沈远超 441, 451
盛英明 236, 239
石学法 91
石玉若 254, 386
史宏宇 24
史仁灯 16, 29, 354
舒桂明 206, 258
舒良树 414
宋　彪 26, 254, 339, 340, 376, 382, 392, 397
宋柏荣 83
宋述光 22, 205, 206
宋小军 355
宋谢炎 116, 122
宋衍茹 214
苏　犁 22, 382
苏　文 81, 198, 405
苏尚国 225
孙　凡 211
孙　敏 258, 259, 263, 265, 268, 298, 403, 418, 449
孙　睿 302
孙　枢 433, 449
孙　勇 268
孙林华 105
孙卫东 38,393
孙延贵 23

T

汤加富 387
汤艳杰 42
唐　俊 390
唐红峰 427
田　伟 276, 307
田立柱 369
仝来喜 286, 299
童　英 9, 193, 194

W

万　博 427, 447
万渝生 28, 254
汪　洋 51, 66, 147, 162, 183
王　博 414
王　非 106
王　璐 233, 262
王　强 405, 411
王　然 13
王　涛 164, 193, 194, 278
王　伟 96
王　焰 131
王　莹 7
王保弟 15
王春增 379
王德滋 157
王登红 242
王二七 335
王飞宇 330
王国灿 369
王宏博 127
王惠初 237, 270
王京彬 322
王莉娟 322
王立全 334, 344, 346
王立社 86
王亮亮 336
王乾杰 205
王勤燕 403
王清海 37, 142
王清利 433
王庆权 111
王仁民 9, 271
王汝成 74, 157, 160, 236
王世成 124
王世炎 435
王式光 194
王守敬 99
王树庆 403
王希今 127
王晓蕊 64
王晓霞 164
王孝磊 151, 160, 386
王新社 292
王新宇 403
王彦斌 283, 292, 299, 401
王义天 433
王永锋 19
王勇生 43, 416
王与麟 70
王玉往 322
王元龙 77, 131
王月然 266, 276
王岳军 105,274
王宗起 278
韦栋梁 13
魏　喜 83
魏春景 307, 308
魏国齐 87, 333
温大任 338, 339, 340
温汉捷 114
吴伯林 330
吴才来 29, 354
吴朝东 377, 380
吴春明 310
吴福元 58, 60, 63, 180, 298, 386
吴汉泉 28
吴荣新 384

吴世祥 333
吴维平 199
吴秀玲 211
吴元保 149, 216, 230, 384, 390
伍家善 254
武　广 127

X

夏　斌 11, 13, 427
夏林圻 86
夏琼霞 19
夏群科 236, 239
夏希凡 51, 66, 147
夏小平 265, 298, 418
夏毓亮 436
夏祖春 86
相振群 270
肖　龙 8, 171, 379
肖安成 378
肖文交 418, 432, 433, 438, 446, 449, 450
肖序常 2
谢　昕 41
谢　智 216
谢才富 133, 134, 136
谢成龙 416
谢烈文 58, 60
谢玉玲 319, 331
谢宗颖 28
辛后田 237
熊贤明 31, 327, 405
熊小林 411
徐　备 383
徐　刚 282
徐　珏 242
徐九华 319, 331
徐树桐 199
徐夕生 41, 157, 160
徐学纯 246, 457
徐学义 86
徐义刚 88, 89, 113
许德如 11
许继峰 15, 411
许荣科 170
许卫卫 115
许文良 37, 79, 108, 142
许志琴 1, 29, 44, 175, 222, 232, 354
续海金 138, 144, 152, 171, 214
薛怀民 227

Y

鄢全树 91
闫　强 155
闫　臻 370, 438
严　刚 9
阎全人 278
晏云翔 99
杨　策 133
杨　威 333
杨　蔚 33, 103
杨朝斌 360, 363, 366
杨承海 37, 142
杨崇辉 255, 292
杨德彬 37, 79, 108, 142
杨合群 181
杨宏仪 28
杨建国 181
杨建军 314
杨进辉 39, 58
杨经绥 16, 29, 222, 232, 240, 241,354
杨俊涛 433
杨林海 181
杨启军 246
杨树锋 60, 87, 378, 432
杨岳衡 58
杨志军 76, 317
杨志明 319
杨铸生 292
姚安平 4
姚伯初 350
叶　凯 198, 210, 214
叶德隆 277
叶培盛 341
衣龙升 319
殷小艳 254
尹　安 423
尹淑苹 319
英基丰 42,106
游振东 225, 229, 374
于海峰 270
于津海 50
于庆媛 60, 74
于学元 20
余　佳 360, 363, 366
余　星 87
余盛强 276
俞良军 370
喻学惠 110
袁　超 418, 438, 449
袁洪林 54, 64, 73, 99, 272
袁万明 124, 440, 455

Z

曾建元 28
曾令森 175, 232
曾庆栋 441, 451
曾庆高 15
翟明国 9, 252, 273, 323
詹华明 352, 355
张　超 138
张　宏 54, 64
张　健 263
张　瑾 42
张　林 333
张　旗 77, 81, 131, 392
张　青 199
张　锐 377
张　彦 433
张保民 277
张斌辉 45, 249
张成立 99
张传林 270
张登荣 155
张福勤 32
张贵宾 205, 206
张贵山 114
张国伟 4, 23, 233
张海祥 20, 411
张宏福 35, 42
张洪涛 446
张华锋 273
张辉煌 113
张吉衡 63, 298
张建新 29, 207, 222, 354
张金凤 229
张进江 24
张立飞 205, 206, 383, 397, 424, 435
张连昌 106, 427, 447, 449
张履桥 39
张佩华 133
张瑞生 36
张少兵 149
张文慧 65
张晏华 274
张业明 136
张毅刚 301
张玉涛 106
张泽明 45, 225, 229, 324
张志诚 24, 26, 279, 377, 380, 426

张志刚 303
张志琳 330
张忠涛 333
张仲明 240
章家保 93
章军峰 202
赵　越 282, 283
赵国春 258, 259, 262, 263, 265, 268, 298, 310
赵俐红 93
赵小明 429
赵泽辉 439
赵振华 411
赵志丹 110, 336, 344, 346
赵子福 149, 230
郑常青 457
郑海飞 279
郑建平 36, 40, 211
郑健康 270
郑天愉 115
郑永飞 149, 216, 230, 384, 387, 390
郑有业 170
支霞臣 19
钟　宏 122
钟长华 331
钟立峰 13
钟孙霖 70, 89, 338, 339, 340, 376, 382, 392
钟玉芳 152
钟增球 246
周　晶 394, 424
周　肃 110
周国庆 13
周汉文 246
周红英 254
周建波 216
周剑雄 241
周金城 151, 386
周喜文 292, 308
周新华 35, 80, 106
周永章 76, 317
朱　光 43, 416
朱　群 127
朱炳泉 111
朱大岗 360, 363, 366
朱弟成 334, 344, 346
朱和平 322
朱金初 133, 136
朱赖民 4
朱美妃 339, 340, 376, 392
朱秋红 70
朱同兴 346
朱维光 122
朱文斌 414
朱永峰 119, 312, 394, 424
宗春蕾 73
宗克清 45, 249
邹光富 288
左国朝 28

其他

芳川雅子 51
新城龙一 71
Bachlinsk R. 11
Bakun-Czubarow N. 11
Briggs S. R. 423
Clarke G. 307
Clemens J. D. 171
Collerson K. 111
Enami M. 457
Gill J. 111
Green, II H. W. 202
Happala I. 164
Iizuka, Y, 299
John T. 327
Kato T. 457
Klemd R. 327
Kovach V. P. 193, 194
Kroner A. 259
Kusky T. 233
Lee Cin-Ty Aeolus 45
O'Reilly S. Y. 340, 376, 392, 392
Pearson N. J. 340, 376, 392
Pirajno F. 379
Powell R. 314
Robinson P. 222
Rumble D. 241
Sato H. 20
Tapponnier P. 354
Wang Dianzhong 262
Wilde Simon A. 254, 258, 259
Wilson, C J L, 286
Wintsch R. P. 369
Zhou Qingyin 423