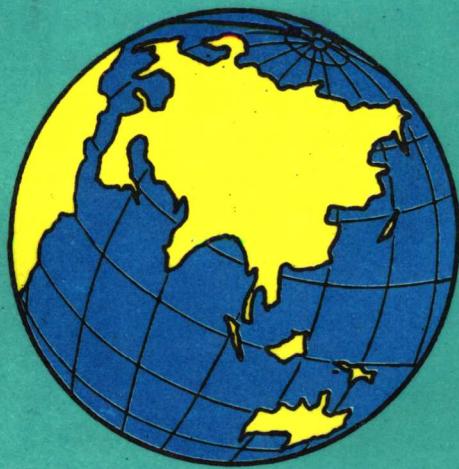


第五届全国同位素
地质年代学同位素
地球化学学术讨论会



壳幔演化与成岩成矿 同位素地球化学

中国矿物岩石地球化学学会同位素地球化学专业委员会
中国地质学会同位素地质专业委员会



地震出版社

第五届全国同位素地质年代学
同位素地球化学学术讨论会论文汇编

壳幔演化与成岩成矿 同位素地球化学

中国矿物岩石地球化学学会同位素地球化学
专业委员会

中国地质学会同位素地质
专业委员会

地 震 出 版 社

(京)新登字095

内 容 提 要

本书是我国近四年关于壳—幔演化与成岩成矿同位素地球化学方面的研究成果汇编，其研究领域包括理论、实验和地质应用诸方面，反映了我国同位素地质年代学和同位素地球化学研究的新进展，其中包括近年来取得重要进展的环境与海洋同位素地球化学研究成果。

壳幔演化与成岩成矿同位素地球化学

主 编

中国矿物岩石地球化学学会同位素地球化学专业委员会

中国地质学会同位素地质专业委员会

责任编辑：宋炳忠

*

地 球 出 版 社 出 版 发 行

北京民族学院南路9号

中国地质大学出版社印刷厂印刷

*

787×1092 1/16 印张 16 360 千字

1993年11月第一版 1993年11月第一次印刷

印数 001—300

ISBN 7-5028-1006-4/P. 620

(1399) 定价：30.00 元

目 录

一、壳幔演化

- 江苏六合幔源橄榄岩包体的同位素地球化学研究 陈道公、李彬贤、支霞臣、王银喜、杨杰东 (1)
- 地球形成演化过程中的稳定同位素分馏 陈辉 (3)
- 西天山青布拉克岩带基性—超基性岩的 Nd、Sr 同位素地球化学 陈江峰、满发胜、倪守斌 (5)
- 长白山和镜泊湖的年轻火山岩轴系等时线法年代学研究 程致远、林瑞芬、梁卓成、卫克勤 (7)
- 用锆石一致曲线年龄探索岩石成因及物源 李耀崧、朱杰辰 (8)
- 湖南板溪群的单颗粒锆石 U-Pb 年龄 甘晓春、赵风清、李惠民、唐晓珊、黄建中 (10)
- 中国东部某些辉石岩包体和辉石巨晶的地球化学研究 郝新才、范蔚茗、陈欣、M. A. Monzies (12)
- 同位素示踪在研究新疆北部大地构造格局演化中的应用 胡震琴、张国新、张前锋 (14)
- 华北陆台太古宙上地幔钕同位素组成及演化 李俊建、毛德宝、沈保丰、林源贤 (15)
- 粤西云开群 Sm-Nd 同位素体系及其大地构造意义 李献华、桂训唐、于津生、傅昌来 (17)
- 中国东部深部岩石圈的性质和结构: 地幔包体 Sr-Nd 同位素证据 范蔚茗、M. A. Monzies、郝新才、杜炯 (20)
- 青藏高原北部超钾质火山岩的时代及其地质意义 刘嘉麒 (22)
- 中国五大连池富钾火山岩地球化学和地质年代学 穆治国、张成 (23)
- 郯庐断裂及邻区中生代橄榄安粗岩系火山岩 Sr、Nd 同位素地球化学及其岩石成因意义 邱检生、王德滋、任启江、陈克荣、曾家湖 (25)
- 福建政和熊山岩体的年代学及 Sr-Nd-O 同位素特征研究 任胜利、武海光、周新华、杨树峰 (27)
- 对体系 $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_4$ 在低压, 1100°C 条件下相平衡的实验研究及其对基性岩浆演化的意义 石平 (28)
- 川西白玉—稻城地区花岗岩类的稀土元素特征 张能德、张怀举 (29)
- 我国新生代火山岩同位素地球化学: 大陆岩石圈地幔的化学演化 解广轰、刘丛强、王俊文 (30)
- 北秦岭加里东灰池子岩体物源的 Nd-Sr-Pb 同位素示踪研究 谢红接、戎嘉树、冯明月、徐梓阳、孙志富 (32)
- 西华山花岗岩的 Nd-Sr 同位素地球化学特征及其物质来源探讨 徐士进、沈渭洲、王银喜、严琳 (34)
- 滇西温泉气中的甲烷碳同位素地球化学特征 薛啸峰、王文懿、王先彬 (36)
- 长江中下游中(新)生代岩浆岩铅同位素研究结果及意义讨论 张术根 (38)

- 扬子地块东部岩石的 Nd 同位素剖面 张巽、周泰禧、陈江峰、徐洋、文东 (40)
 衰牢山—金沙江富碱侵入岩 Sr、Nd 同位素研究 张玉泉、朱炳泉、谢应雯 (42)
 秦岭变质地层年龄及扬子、华北陆块拼合时间
 张宗清、张国伟、刘敦一、傅国民、富云莲、唐索寒 (43)
 浙东中生代玄武岩的 Sr、Nd 同位素研究
 周泰禧、陈江峰、程忠其、陶冶、俞云文 (45)
 关于第三古陆问题的讨论 朱炳泉、涂湘林、刘海臣 (47)

二、区域年代

- 北秦岭同位素年代学对造山带一些基本问题的再思考
 陈能松、周汉文、凌文黎、李惠民、王世炎 (49)
 西藏高原南部地壳增厚机制的年代学制约——冈底斯逆断层的 ^{40}Ar — ^{39}Ar 多重扩
 散域模式研究 陈文寄、T. M. Harrison, An Yin、李齐 (51)
 含石榴石变晶麻粒岩的 Sm-Nd、Rb-Sr 年龄测定及其意义
 陈移之、李曙光、葛宁杰、刘德良 (52)
 苏南晚二叠世双峰火山岩单颗粒锆石 U-Pb 年代学研究
 方中、夏邦栋、刘寿和、张根娣、李惠民 (54)
 浙江治岭头金矿床的围台—早元古代韧性剪切带的单锆石蒸发 Pb 年龄
 胡健雄、陈程华、李春忠 (56)
 中国东南部晚元古代碰撞造山带同位素年代学制约 胡世玲、周新华、李继亮 (57)
 赣东北蛇绿岩的离子探针(SHRIMP)锆石 U-Pb 年龄及其构造意义
 李献华、周国庆、赵建新、C. M. Fanning、W. Compston (59)
 两种颗粒锆石计时法对五台群测定结果的比较 刘菊英、范嗣昆 (61)
 燕山地区中上元古宙同位素地质年代学研究 陆宗斌、于荣炳、王亚烈 (62)
 浙西南八都群退变质石榴辉石岩的 Sm-Nd、Rb-Sr 年代学研究及其意义
 聂永红、李曙光、葛宁杰、刘德良、胡健雄 (64)
 桐柏—大别山 ^{40}Ar / ^{39}Ar 主要构造热事件地质年代学研究
 牛宝贵、富云莲、刘志刚、任纪舜 (66)
 塔里木盆地火山岩的年代学与地质热事件 申建中、李振西、季美英 (68)
 鞍山地区太古宙 SHRIMP 锆石地质年代学及其年代格架
 宋彪、P. A. Nutman、伍家善、刘敦一、万渝生 (72)
 断裂活动性年代学鉴定及其应用实例 孙家树、张淑坤、汪西海 (74)
 晋冀蒙三角地区麻粒岩相岩石单颗粒锆石年代学研究 涂湘林、范嗣昆 (76)
 内蒙张宣地区麻粒岩相岩石同位素地质年代学和同位素体系研究
 涂湘林、朱炳泉、范嗣昆 (77)
 华南及临近海域新生代火山岩的年代学研究 王慧芬 (79)
 内蒙古色尔腾山群重大地质事件年代的初步证据 王汝铮 (80)

蓟县剖面几个燧石的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 等时线年龄	王松山、桑海清、裘冀、陈孟莪、李明荣	(82)
辽东元古宙宽甸群的地质年代学和同位素地球化学研究	吴家弘、孙敏、姜春潮	(84)
司空山花岗岩体热历史初探	谢智、陈江峰、刘顺生	(86)
河北矾山地区侵入岩与喷发岩的年龄及推覆构造的时代	许继锋、王人镜、杨淑荣	(87)
大别山蓝片岩—榴辉岩年代学研究的新成果	杨巍然、王林森、韩郁青、张泽民、刘嵘	(89)
北准噶尔褶皱带地层热事件的探讨	杨学昌	(91)
哈萨克斯坦—准噶尔古板块和西伯利亚古板块运动的同位素年代	张国新、胡震琴、张前锋	(92)
中天山东段尾亚花岗岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年及其地质意义	张前锋、胡震琴、张国新	(93)
遂昌田后含辉石花岗闪长岩特征及其锆石U-Pb年龄	金文山、甘晓春、赵风清	(94)
叶城—狮泉河剖面 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄及青藏高原的演化	张玉泉、朱炳泉、谢应雯、T. Mark Harrison、W. S. F. Kidd	(95)
衰牢山—金沙江新生代钾质岩浆岩年代学研究	张玉泉、谢应雯、蒲志平、戴僮漠、朱炳泉	(96)
华中榴辉岩带多期高压超高压变质作用	张泽明、杨巍然、韩郁青、王林森、刘嵘	(97)
前寒武—寒武系界线年龄研究的新进展	张自超、马国干	(99)
粤西云开隆起区钾长球斑黑云母花岗岩锆石特征及其U-Pb年龄的意义	周汉文、游振东、钟增球、韩郁青、李献华	(101)
吉林桦甸地区Sm-Nd和Rb-Sr年代学研究	周燕、丁彩霞、王铁夫	(103)

三、矿床同位素地球化学

华南脉状萤石矿床萤石气液包裹体H、O同位素研究	曹俊臣	(105)
玉水—银屎铜多金属矿带同位素找矿评价研究	陈好寿	(107)
大气降水成因高 ^{18}O 热液蚀变岩石与矿床	陈振胜	(109)
下寒武统层状重晶石和毒重石矿床的稳定同位素研究	储雪蕾、王忠诚	(111)
中国锡矿床的同位素地球化学研究	丁悌平	(113)
兰坪金满改造铜矿床的稳定同位素特征	甫为民、李峰、冉崇英、颜文	(115)
“祁雨沟式”金矿氢氧同位素组成特征	高永丰、栾文楼	(117)
我国金山式大型特大型金矿床同位素地球化学研究	李培铮、吴延文、刘继顺、徐震君	(120)
秦岭凤太泥盆系铅锌矿热水沉积成因的硅氧同位素证据	李延河、蒋少涌、万德芳、薛春纪	(122)
热水沉积岩的同位素成因信息	李英	(124)
四川大钢厂砾岩型铜矿床成因的铅、硫同位素地球化学研究	廖文	(126)

虎圩多金属矿床硫化物的硫同位素组成及与其化学成分的关系	刘铁庚、裘渝卓、叶霖	(128)
白音诺铅锌矿床中水岩同位素交换作用	刘裕庆	(130)
何家湾冰洲石矿床与区内卡林型金矿床低温成矿作用的稳定同位素地球化学对比研究	龙江平、陶于祥、颜文、税哲夫、朱立军、张杰	(131)
粤西四类金矿床同位素地球化学特征	陆建军	(134)
辽东半岛地区三种主要类型金矿床的稳定同位素地球化学特征	倪培、徐克勤	(136)
河南北岭金矿硫、铅同位素地质研究及其成因意义		
四平市山门银矿同位素地球化学的初步研究	申洁澈、黄文斌	(140)
广东塌山含锡斑岩的同位素地质研究	沈渭洲、陈绍海、刘昌实	(142)
中国盐卤水同位素地球化学	宋鹤彬	(143)
红旗岭及其邻区多金属矿床同位素地球化学研究	陶于祥、龙江平	(144)
内蒙古东南部金属矿床同位素地球化学	王关玉、牟保磊、鲍修坡	(146)
砂金及与金矿有关的黄铁矿同位素研究	王铁夫、周燕、丁彩霞	(148)
黔东南锑矿同位素地球化学特征	王学昆	(150)
中国金矿床成矿时代讨论	王义文	(152)
浙江毫石银矿床成矿年代学和同位素地球化学	徐步台、李长江、陈好寿	(155)
胶东乳山金矿及有关暗色岩脉的氧同位素研究	徐红	(157)
广西大厂锡矿多金属矿床稳定同位素研究	姚晓梅、丁悌平	(159)
浙闽变质岩地区成岩成矿同位素特征	营俊龙	(161)
新疆北部主要矿产在时间上的分布规律	张国新、胡鹭琴、张前锋	(163)
南北火山岩及有关铀矿床 Pb-Sr-Nd 同位素	张宏、刘小于	(164)
水—岩体系氢氧同位素交换及勘查技术	张理刚、陈振胜、刘敬秀、于桂香	(166)
浅表土壤气中 Ar 同位素分馏的发现及其在油气化探中的意义		
地幔去气与金刚石成因：碳硫同位素证据	朱铭、张福松、霍卫国、廖永胜、许卫平 郑永飞	(168) (169)

四、方法技术

碳酸盐碳、氧同位素标准样的研制	白瑞梅、董燕玲、宋鹤彬、刘志坚、王义昌	(170)
块体划分的 Pb 同位素三维空间特征值的等值线处理方法	常向阳、朱炳泉	(171)
几个地区几种矿物中存在过剩 Ar 的探讨	戴煊漠、蒲志平、许景荣、胡振铎	(173)
钾长石中过剩 ⁴⁰ Ar 的校正—— ⁴⁰ Ar _E 与 Cl 的相关性及其应用		
稳定氯同位素地球化学方法初步研究	樊然学	(175)
部分稀土矿物氧同位素分馏的理论计算	方涛、裘秀华、裘渝卓	(177)
稳定同位素分析中的同位素动力学效应	韩友科	(178)
国产 P204 萃淋滤树脂在钐钕年代学中的应用	郝原芳、吴家弘	(182)

热液成因锆石的几个例子及其同位素地质年代学意义	李惠民、李怀坤	(183)
微量磷灰石的年龄测定研究(摘要)	李喜斌、薛丽丽	(185)
裂变径迹的退火作用及其在分析沉积盆地热演化历史中的应用	刘顺生	(187)
钕锶法测定地质年龄实验室处理样品时可能遇到的几种情况	马雁林	(189)
矿床中石英流体包裹体 ⁴⁰ Ar— ³⁹ Ar 定年研究		
.....	邱华宁、戴僮漠、李朝阳、蒲志平、陈晓钟	(191)
岩石矿物中高纯微量 Rb、Sr、Sm、Nd、La、Ce 和 Ba 同位素样品的制备		
.....	施泽恩	(193)
超净地球化学实验室的设计与建造	施泽恩、朱炳泉、李国桂、吴元富、王佩生	(194)
单颗粒锆石的裂径迹及双带源逐层蒸发法对比研究	王璐、刘顺生	(195)
封闭安瓶直接反应制备氢气——氢同位素分析	徐济华、刘金艺、朱林	(197)
含铀胶磷矿的铀—铅年龄测定(摘要)	赵溥云	(199)
五氟化溴的硅同位素测量方法	庄龙池、刘文贵、陈文芳、郑兰、曾广村	(200)
应用 ²⁰⁸ Pb— ²³⁶ U 混合稀释剂进行单颗粒锆石 U-Pb 同位素定年方法的实验		
.....	周慧芬、李惠民、左义成	(202)
XQF-4A 裂变径迹图象分析仪	刘顺生、李小刚、施顺发	(204)
高精度气体同位素质谱计测定氯同位素方法	周炼、刘存富	(205)
自制石英树脂交换柱石英砂芯滤片成功	刘主	(206)

五、环境海洋同位素地球化学

树轮放射性碳的异常和周期性变化		
.....	戴开美、钱幼能、胡中为、Owen K. Davis Robert M. Kalin	(207)
南定煤矿奥灰放水试验中环境同位素变化特征(摘要)	段玉成、黑磊	(209)
东海与琉球群岛以东海水氧同位素示踪物特征分析		
.....	洪阿实、袁耀初、洪鹰、高仁祥	(211)
北京石花洞石笋的碳氧同位素特征及古气候研究	黄俊华	(212)
著名湖泊放射性核素分布特征及其污染历史研究		
.....	林瑞芬、程致远、卫克勤、王志祥、梁卓成、廖莎	(213)
贵州晚第四纪泥炭地层 ¹⁴ C 年代学研究	乔玉楼、姜漫涛、黄仁良、孙彦敏	(214)
大气降水氢氧同位素与主要气候因素的相关性研究——以桂林雁山气象站多年监测数据为例	覃嘉铭、罗可文、涂林玲、王华	(216)
天然 CO ₂ 释放及其碳氧同位素组成	上官志冠	(218)
中国渤海五万年来的古气候	王兆荣	(220)
广州地区酸雨硫源和稳定硫同位素研究	张鸿斌、陈毓蔚、刘德平	(222)
中国酸雨概况与稳定硫同位素示踪	张鸿斌	(225)
³⁶ Cl 和 ¹²⁹ I 的加速器质谱法测定及其同位素示踪研究的我国的进展	蒋松生	(228)
稳定碳同位素在蜂蜜进出口商检中的应用	刘存富、周炼、王佩仪	(230)
柴达木盆地氯同位素组成	刘卫国、肖应凯、孙大鹏、祁海平、金琳	(232)

- 黄土¹⁰Be-磁化率模型与成壤作用对磁化率贡献之定量估算 沈承德、易惟熙 (234)
柴达木盆地盐湖的硼同位素组成及硼同位素分馏效应的研究
肖应凯、P. V. Shirodkar、刘卫国、金琳 (236)
肇庆七星岩洞穴钟乳石生长速率
刘韶、秦佩玲、张惠玲、温孝胜、程明豪、苗兰庆、张云岭、许发溪 (238)
河北平原东部地下水的同位素特征 任荣 (241)
2.5Ma 以来的洛川黄土剖面¹⁰Be 记录 沈承德、易惟熙、刘东生 (243)

江苏六合幔源橄榄岩包体的同位素地球化学研究

陈道公 李彬贤 支震臣
(中国科学技术大学地球空间科学系)
王银喜 杨杰东
(南京大学现代分析中心)

根据对江苏六合县境内盘石山和方山两个火山熔岩中出现的橄榄岩包体的全岩和单斜辉石的同位素地球化学以及全岩化学、矿物化学和微量元素的综合研究,对包体成因和其所代表的该处上地幔特征有以下初步认识:

1. 十六个橄榄岩包体全岩化学成分表明,它们分布在接近原始地幔至亏损地幔区域。在氧化物图解上 MgO 和 TiO_2 、 Al_2O_3 、 CaO 、 CaO/Al_2O_3 有明显线性反相关,和 Na_2O 、 Fe 有大致反相关。微量元素中, Zr 、 Cu 、 V 、和 MgO 呈线性反相关,和 Ni 呈正相关,和 Sr 、 Zn 、 Cr 关系不明显。由上述 MgO 和主要元素及微量元素的规则变化,可以得到 MgO 和各有关元素的回归方程。又根据实验岩石学中橄榄岩和熔体间 FeO/MgO 的分配系数在较广的温压下比较稳定地维持在 0.3 左右,并假定源区在熔融前是一个在化学组成上相对均一的区域,求出在地幔熔融过程中和这些残余橄榄岩包体相对应的初始熔体的化学成分,结果表明其成分介于苦橄岩和碱性玄武岩之间。

2. 对六个全岩和三个单斜辉石进行了 $Rb-Sr$ 、 $Sm-Nd$ 同位素体系组成测定,其 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 在 0.7030—0.7037 之间, $^{143}Nd/^{144}Nd$ 在 0.51308—0.51337 之间。在 Nd 、 Sr 同位素空间上表现为亏损源的特征。同一样品的全岩和单矿物,其 Sr 、 Nd 同位素存在一定差异。 $^{87}Rb/^{86}Sr$ 和 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 有粗略的正相关,若构筑等时线,其参考等时年龄为 0.5Ga, $^{147}Sm/^{144}Nd$ 和 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 很好的相关性,其等时年龄为 1.0Ga。

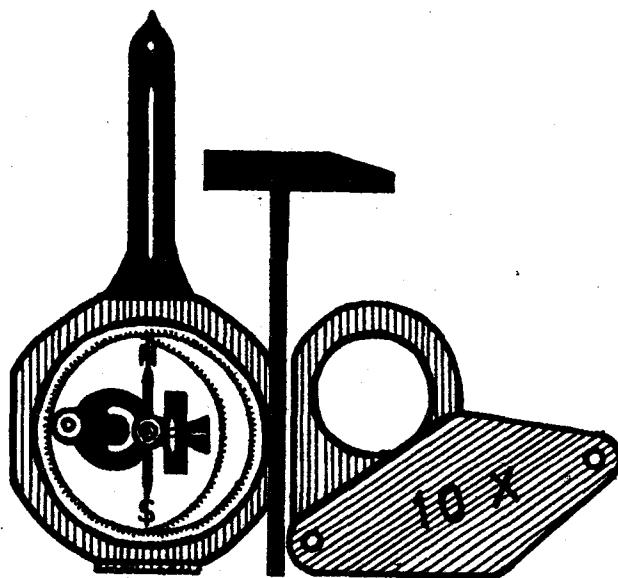
对七个单斜辉石、一个斜方辉石、三个全岩样品进行 Pb 同位素测定,由于 Pb 含量低(约 0.1—0.6 ppm),其同位素组成变化有一部分可能是本底和测定误差引起的,尤其是全岩样品(<0.1 ppm),这在 $Pb-^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解上大致可见。 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 、 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 亦构成大致正相关,其二次模式年龄在 2.7—3.0 Ga。总体上主要组分比较亏损的方辉橄榄岩比弱亏损的二辉橄榄岩显示相对富化的 Nd 、 Sr 同位素特征。岩石和单矿物在 $Rb-Sr$ 、 $Sm-Nd$ 、 $Pb-Pb$ 同位素组成上所表现出来的依次升高的参考等时年龄表明了上述三种同位素体系对地幔地球化学过程的不同适应程度,也表现了地幔多阶段演化历史,特别是十亿年的等时年龄可能在中国东部具有普遍意义,它们在汉诺坝、明溪的橄榄岩包体中也曾发生过。

根据包体同位素和其寄主岩石的同位素的差异及微量元素特征,推断它们分别位于岩石圈的不同部位,并遭受了不同程度的地幔交代作用。

3. 在对橄榄岩各矿物相化学组成进行了高精度的电子探针测定基础上,对由矿物平衡原理所提出的多种上地幔环境的矿物平衡温度计进行了计算,得到了很不相同的结果。温度从高到低依次为: Wood 和 Banno (1973) 的二辉石温度计(WB), Brey 和 Kohler (1990) 的二辉石温度计(KB, PX), Sachtleben 和 Seck (1982) 的斜方辉石—尖晶石温度计

(SS), Koher 和 Brey(1990)的单斜辉石—橄榄石温度计, Wells(1977)的二斜辉石温度计,O'Neill 和 Wall(1987)的橄榄石—尖晶石温度计和 Ballhaus 等(1991)的橄榄石—晶石温度计。因此对温度计的选择应该慎重,只有那些用不同的方法获得的古地温相互一致才是比较可靠的。根据前人对尖晶石二辉橄榄岩和石榴石辉石岩相互接触的复合包体研究表明,用 SS 法和 KB 法对尖晶石相二辉橄榄岩的温度计算所获结果是一致的,因而上述两种方法比较可信。

4. 综上,主要元素、微量元素、同位素及温度计等各项综合特征分析表明,六合地区由橄榄岩所代表的岩石圈地幔在组成上是不均一的,在主要组分上最饱满、富易熔组分的二辉橄榄岩其 Nd-Sr 同位素最亏损。很可能它们位于岩石圈的较下部位,有较高的平衡温度,而主要和微量元素亏损的方辉橄榄岩代表了较大程度的熔融残余,其 Nd、Sr 同位素表现最为富化,它们有较低的平衡温压,位于岩石圈的较上部位。而寄主玄武岩则位于最下部。因此,同位素和主、微量元素的所谓亏损富化是不一致的。



地球形成演化过程中的稳定同位素分馏*

陈 辉

(中国科学院地质研究所)

一、氢在地球形成演化过程中的同位素分馏

地球在其形成演化过程中形成气圈、水圈、岩石圈(地壳)、地幔、地核等几大部分。如果考虑生物的活动还可分出生物圈。在这些不同圈层中的氢同位素组成是不同的,如海水 $\delta D = 0\text{\textperthousand}$ (Craig H., 1961); 大气降水 $\delta D = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ (Craig H., 1961); 岩浆水 $\delta D = -50 \sim -85\text{\textperthousand}$ (Taylor, 1968)。随着研究的深入,人们发现许多具有低于“正常”岩浆水 δD 值(即 $\delta D < -90\text{\textperthousand}$)的岩石。一般对于这种低异常值都用具有低 δD 值的大气降水来源地下水热液的作用来解释 (Taylor, 1978)。尽管如此,仍然有一些花岗岩或火山岩的 δD 值远远低于当地大气降水的 δD 值,很难用大气降水与岩石反应来解释其成因机理。80年代以后,人们开始用岩浆去气作用模式来解释岩石中的这种负异常现象 (Nabelek 等, 1983; Taylor 等, 1983, 1984; Brigham 和 O'Neil, 1985; Sheppard 和 Harris, 1985; Qin Zhenwei 等, 1987; 于津生等, 1989; 桂训唐等, 1989; 李培忠等, 1989, 1990, 1992)。岩浆去气作用模式较之大气降水与岩石反应模式更为合理,但仍有人为的假设前提(如分馏系数、岩浆去气前初始 δD 值以及岩浆初始含水量的确定等),使岩浆去气作用模式带有一定的主观色彩。陈辉 (1985) 对内蒙白云鄂博铌、稀土、铁矿床的氢同位素进行了系统的研究,发现该矿床的磁铁矿和赤铁矿的气液包裹体水以及钠闪石结构水具有异常低的 δD 值,最低可达 $-250\text{\textperthousand}$ 以下。由于这种负异常无法用大气降水成因来解释,以及国内外文献中未见有类似的报道,故借鉴国外对陨石气液包裹体以及太阳系氢同位素的研究成果 (Robert F. 等, 1979, 1981, 1983; Yang J. 等, 1982a, 1982b, 1983; Pilling C.T., 1984),推断该矿床的成矿溶液主要来自地幔深处(陈辉, 1985, 1987)。新近的研究结果表明,氢同位素负异常与地球的形成演化过程有关。地球的氢同位素在地球形成演化过程中经历了由开放体系 \rightarrow 半开放体系 \rightarrow 封闭体系的分馏演化过程。由此导致了水圈、岩石圈、地幔之间同位素组成的分异现象:越往地心深处,氢同位素分馏程度越高,其 δD 值越低。因此,幔源水(地幔流体)具有异常低的 δD 值。过去所谓“岩浆水”或“地球初生水”的氢同位素组成并非地球初始水的同位素组成,而是在地球早期历史中地壳大规模增生时所封闭在岩石(岩浆)中的已经经过同位素分馏的氢同位素组成。

一般来说,氢和氧的同位素比值在岩石、矿物和水中是变化的,而且与溶液-围岩的交换反应有关。但是在许多情况下,由于氢在岩石中含量甚少,所以氢主要受控于成矿溶液的来源区。例如,对形成碱性岩的岩浆,目前一般认为是在高压下,比产生拉班玄武岩浆的上地幔更深,而且是在部分熔融程度更小的条件下形成的。富钾的岩浆可能是在比富钠的岩浆更深处形成 (Sorensen H., 1986)。碱性岩(浆)中的 δD 值通常低于“正常”岩浆水 ($-50\text{\textperthousand} \sim -85\text{\textperthousand}$) 的范围。如,玄武质玻璃中的 δD 值为 $-50\text{\textperthousand} \sim$

* 本文所指稳定同位素不包括放射成因的稳定同位素部分

-70‰ (Poreda 等, 1986); 黑龙江碾子山晶洞碱性花岗岩 δD 值为 -82‰ ~ -145‰ (李培忠等, 1992); 山海关晶洞碱性花岗岩 δD 值为 -110‰ ~ -135‰ (李培忠、于津生, 1989); 青岛崂山晶洞碱性花岗岩 δD 值为 -116‰ ~ -145‰ (Qin Zhenwei 等, 1987; 桂训唐等, 1989); 苏州晶洞碱性花岗岩 δD 值为 -120‰ ~ -140‰ (李培忠等, 1992); 福建魁歧晶洞碱性花岗岩 δD 值为 -99‰ ~ -113‰ (Qin Zhenwei 等, 1987)。内蒙白云鄂博矿区 4 个碱性钠闪石的 δD 、 $\delta^{18}O$ 、 H_2O (wt%) 分别为 -227.4, 6.88, 0.97; -230.3, 6.82, 1.25; -243.1, 8.51, 1.17; -253.9, 8.57, 0.65 (陈辉, 1985; 陈辉等, 1987)。用大气降水与岩石发生同位素交换反应难以解释上述碱性岩的氢氧同位素组成。实际上, 正是氢在地球形成演化过程中的同位素分馏造成了水圈、岩石圈乃至地幔中氢同位素分布的不均一性。因此, 氢同位素可以作为一种地质过程或地质成因解释中的判别指标。由于来自地幔深部的流体同样具有低于“正常”岩浆水的氢同位素比值, 因此, 对于许多过去认为主要是大气降水参与的成矿过程 (张理刚, 1985, 1989, 1993; 季克俭等, 1989, 1993; 李培忠等, 1992; 陈振胜等, 1992, 1993), 似有重新认识的必要。

二、在地球形成演化过程中稳定同位素分馏的相似性

稳定同位素在地球形成早期的历史演化过程中经历了由开放→半开放→封闭式的演化过程。根据耗散结构理论, 地球可以作为一个远离平衡态的系统, 同位素分馏会产生自组织现象并呈现出有序分布。由于地心部分温度高, 地表附近温度低, 根据同位素原理, 重同位素优先占据能量低的位置。因此, 重稳定同位素将在地表附近相对富集, 而在地球深部则相对富集轻稳定同位素, 由此产生稳定同位素分层现象。自然界中有许多可以说明这种情况的实例, 如海水 δD 值 > 岩浆水的 δD 值; 沉积岩的 $\delta^{18}O$ 值 > 火成岩的 $\delta^{18}O$ 值; 火成岩岩体本身随深度增加 $\delta^{18}O$ 值逐渐降低, 如德兴矿田中的花岗闪长斑岩(季克俭等, 1989); 在冰岛(Muehlenbachs 等, 1974)、苏格兰的 Skye (Taylor, 1971; Forester 等, 1977; Farver 等, 1989)、新西兰 Taupo (Blathner 等, 1982)、苏格兰的 Lewision (Cartwright 等, 1991)等地发现的一些岩浆岩的 $\delta^{18}O$ 值, 远远低于“正常”岩浆岩的 $\delta^{18}O$ 值等等, 这些都很难用现代大气降水与岩浆进行 $\delta^{18}O$ 交换来解释; 沉积碳酸盐的 $\delta^{13}C$ 值 > 岩浆碳酸盐的 $\delta^{13}C$ 值; 一些来自幔源的金刚石具有异常低的 $\delta^{13}C$ 值; 沉积硫酸盐及部分硫化物的 $\delta^{34}S$ 值 > 岩浆热液带来的幔源硫化物的 $\delta^{34}S$ 值; 一些矿床或岩体的 $\delta^{34}S$ 值随深度的增加而逐渐降低 (赵瑞等, 1992); 内蒙白云鄂博矿床的 $^{147}Sm / ^{144}Nd$ 很低 (0.039~0.105, 平均 0.08974), 明显低于地壳平均值 (0.12) (赵振华, 1993)。以上事实均说明, 越往地心深处同位素比值越低, 这看来是一种普遍的现象而非个别现象。它表明稳定同位素分馏行为在地球的形成演化过程中具有相似性。然而这种低的同位素比值并非代表地球的初始同位素比值, 而代表了经历过强烈同位素分馏后所封闭在岩石中的同位素比值。认清这一点将有助于我们更深刻地了解同位素的行为特征, 并使我们能够利用同位素的这种特性更深入地探讨地球形成演化的奥秘。

西天山青布拉克岩带基性—超基性岩的 Nd, Sr 同位素地球化学

陈江峰 满发胜 倪宇斌
(中国科学技术大学地球和空间科学系)

西天山青布拉克基性—超基性岩带位于新疆维吾尔自治区伊犁地区南部，西天山那拉提山脉北麓，地理坐标约为东经 $80^{\circ}50' - 82^{\circ}30'$ ，北纬 $42^{\circ}20' - 43^{\circ}00'$ ，大地构造上位于塔里木地块和伊犁地块的接合部位，一般认为那拉提山脊深断裂具有岩石圈断裂性质，可能为板块缝合线。岩带大体呈东西走向，共十余个基性—超基性岩沿深断裂及其附近分布，侵入于中和上志留统片岩、片麻岩及下中石炭统火山岩和沉积岩中，离深断裂较远的岩体，如青布拉克、喀拉达拉岩体为典型的层状侵入体，分异良好，各岩相平行接触带呈同心环状分布；如乔勒铁克西为辉长岩脉。离深断裂及其分枝断裂附近的岩体，如琼阿乌孜，则被断层切割，岩体较小，岩性较单一，且蛇纹岩化相当发育。有人曾认为这是蛇绿岩带的组成部分，但王作勋等(1990)指出琼阿乌孜岩体不具有蛇绿岩的其它配套组成，与之相似的还有丘拉克特勒克岩体，苏鲁辉长岩产出的地质条件介于上述两类岩体之间。

琼阿乌孜岩体辉长岩和乔勒铁克西岩体的 Sm-Nd 矿物等时线年龄分别为 314 ± 19 和 324 ± 9 Ma，苏鲁辉长岩的单矿物—全岩两点 Sm-Nd 等时线年龄为 322 Ma，由于产出环境一致，使我们推测整个岩带基性—超基性岩都在约 320 Ma 前侵位，在相同地质背景下同时形成的岩体似也不应有两种截然不同的成因，而更可能都具有相同成因。我们作了 6 个岩体的 7 个全岩样品的 Nd, Sr 同位素分析(南京大学分析)，同位素数据用实测年龄或估计年龄(320 Ma)扣除放射成因同位素贡献后得到初始比值(表 1)。

表 1 青布拉克岩带样品的 Sr, Nd 同位素组成

样品号	岩体	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{T})$	ϵ_{Nd}
Q19	青布拉克	0.704335 ± 30	+3.79
Q16	青布拉克	0.705573 ± 18	+3.87
A2	乔勒铁克西	0.705986 ± 25	+3.68
S92	苏鲁	0.709360 ± 41	+6.40
J6	喀拉达拉	0.703701 ± 27	+6.00
S126	琼阿乌孜	0.705492 ± 35	-5.07
Q14	丘拉克特勒克	0.706492 ± 24	+1.67

结果令人十分惊讶，地质上怀疑可能是蛇绿岩的琼阿乌孜和丘拉克特勒两岩体 ϵ_{Nd} 最负，为 -5.1 和 +1.7，而具有清晰侵入关系的岩浆侵入体则 ϵ_{Nd} 较正，为 +3.7 ~ +6.4，这说明琼阿乌孜和丘拉克特勒克岩体不可能是蛇绿岩，一定有大量古老物质混入。其次在 $\epsilon_{\text{Nd}} - {^{87}\text{Sr}}/{^{86}\text{Sr}}$ 关系图中，除琼阿乌孜样品落在第四象限外，其它各样品都落在第一象限或

第二象限靠近第一象限处(喀拉达拉样品 J6),这是封闭体系混合模型所不能解释的,更不可能用结晶分异模式解释。

一种可能,这些落在一、二象限的岩石样品由受过海水蚀变的洋壳部分熔融而形成,从同位素数据看,不能排除这种可能性,但从主量元素来看,从洋壳玄武岩形成辉长岩要求很大比例的部分熔融,而形成辉石岩甚至橄榄辉石岩和辉石橄榄岩(如普布拉克岩体)将是十分困难的,所以原始岩浆更可能是地幔部分熔融产物。考察 ϵ_{Nd} - SiO_2 关系,发现样品有很好的负相关关系,即 SiO_2 低, ϵ_{Nd} 高; SiO_2 高, ϵ_{Nd} 低。这种相关性指示一种二元混合,一个端源是幔源岩浆,另一个端元很可能是地壳物质。 $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) - {}^{87}\text{Sr} / {}^{86}\text{Sr}(\text{T})$ 关系指示这不是一种封闭体系混合。因此很可能是 AFC 式的开放体系混合,即在同化围岩的同时岩浆本身还发生结晶分异,以幔源碱性玄武岩浆和 MORB 型玄武岩浆作为地幔端元,直接围岩或假设的上地壳平均成分作为地壳端元进行 AFC 模拟计算的结果表明,AFC 式混合可以合理地解释这些岩体的 Sr, Nd 同位素组成,琼阿乌孜岩体的同化混染/结晶分异比(R)近于 1, D_{Sr} 和 D_{Nd} 也都近于 1, 表明该岩体的混合作用发生在地壳深部,围岩温度较高处,且辉石和斜长石同时结晶,其它岩体的 AFC 模拟表明 $R = 0.1 \sim 0.2$, 即同化主要发生在地壳浅部,围岩温度低,必须结晶大量矿物以提供必要的结晶潜热才足以加热熔融少量围岩,这也意味着同化的围岩就是岩体的直接围岩;同时还要求 D_{Sr} 较高,如 > 2, 这要求斜长石大量结晶,而碱性岩浆中长石有很高的 D_{Sr} 值。琼阿乌孜岩体样品同化的围岩最多,与原始岩浆之比为约 0.4:0.6,丘拉克特勒克次之,为约 1:6~7;其它各岩体为约 1:10~20, AFC 混合模型不仅能解释 Sr, Nd 同位素结果,而且可以与 Sr, Nd 含量以及主元素地球化学协调。

与普布拉克岩带类似的 Sr, Nd 同位素关系在世界上许多裂谷和构造拉张地区可以看到,如斯堪的纳维亚的奥斯陆裂谷,美国东北部和加拿大魁北克地区,此外也见于标志造山运动结束和拉张开始的富碱花岗岩中,如美国东北部新英格兰地区,新疆阿拉善山脉花岗岩等。由此可见,普布拉克岩带的产出环境很可能是一种拉张的环境。

在地壳拉张过程中,地幔上涌,较少亏损的较深部地幔部分熔融产生的碱性玄武岩浆沿断裂侵入地壳,有的直接侵入到地表附近,在那儿结晶分异并同化围岩,由于围岩温度较低,同化量较少,有的岩浆在中间岩浆房停留,同化较大量较热围岩,然后侵入地表浅部。

长白山和镜泊湖的年轻火山岩等时线年代学研究

程致远 林瑞芬 梁卓成 卫克勤
(中国科学院广州地质新技术研究所)

新生代以来，我国东北地区火山活动十分活跃，分布着约 690 座形态清楚大小不一的火山和 50000 km² 玄武岩熔岩及少量粗面岩。火山活动的起因主要是在太平洋板块和日本海弧后扩张作用下，形成了以松辽地堑为主体的大陆裂谷系所影响的火山活动。

刘嘉麒 (1987) 曾用 K-Ar 法、⁴⁰Ar-³⁹Ar 法和 ¹⁴C 法对全区大部分的火山和火山岩做过年代测定，并将区内新生代火山活动划分为十个火山幕。但由于受测年方法的测年范围局限，对一些近期喷发的火山活动还没有清晰的认识。作者对长白山天池火山和镜泊湖玄武岩一系列近期喷发的火山岩样品，用铀系不平衡方法测定了样品的年龄，以填补 K-Ar 法和 ¹⁴C 测年的空白，使人们获得对这两区火山喷发的全面认识。

在火山喷发的岩浆作用过程中，铀钍同位素可能发生分馏，形成具体不同的 Th/U 比值的矿物相，如果各矿物相在 t=0 时具有相同的 (²³⁰Th/²³²Th)₀ 初始比值，岩浆运移到地表的时间相对于 ²³⁰Th 的半衰期是短促的，且成岩后各矿物相不发生同位素迁移，则可根据下式作等时线图，从图中直线的斜率即可计算出火山岩的喷发年代。

$$(\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}}) = (\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}})_0 e^{-\lambda t} + (\frac{^{238}\text{U}}{^{232}\text{Th}}) (1 - e^{-\lambda t})$$

由于火山岩样品的单矿物分离十分困难，梁卓成 (1985) 采用稀酸溶样分相法把样品分成稀酸可溶相 (L)、稀酸不溶相 (R) 和全溶相 (W)，证实只要在稀酸溶样时不发生铀钍同位素分馏，这种方法能达到和分选单矿物法相同的结果。作者采用了稀酸溶样分相法并获得了满意的结果。长白山天池火山岩样品取至白头山组顶部在气象站与天文峰一带，有一套碱流岩、黑曜岩覆盖在碱性粗面岩之上。地质上称这套岩石为气象站组，并称该期火山活动为气象站期。该期碱流岩分布非常局限，只出现在气象站以北，呈碱流岩龙产状，火口位于天池气象站处。镜泊湖地区火山喷发岩分布范围很大，样品采至牡丹江河道的阶地玄武岩、镜泊山庄的河谷玄武岩和地下森林火山口洞穴的玄武岩。

作者对长白山天池的 8 个火山岩样品和镜泊湖地区 4 个玄武岩样品做了铀系等时线年龄测定。根据样品的年龄结果可以得到长白山天池气象站期的火山岩有 8 ka、18 ka 和 57 ka 的三次喷发都是更新世晚期以气象站所在位置为火山的中心式碱流质火山溢流。另外两个样品的年龄相当小 (近于 0)，表明了在近代的一次火山喷发活动由于铀系法在年龄小于 5000 年内误差较大，故这次喷发年代应以 ¹⁴C 法给出的喷发年代 1489 ± 70 年为准。这反映了全新世白云峰期天池为火口的一次剧烈的火山喷发活动。黄色、黑色粗面质浮岩散布于白云峰、天文峰顶和白头山周围，火山灰随单向西风一直散落在日本海及日本本土。镜泊湖地区火山喷发主要为溢流式玄武岩喷发，其分布范围较广，地质上将镜泊湖地区新生代玄武岩分作四期喷发，即早期第三纪上新世高位玄武岩、第四纪中更新世台地玄武岩、第四纪晚更新世阶地玄武岩和第四纪全新世中晚期的河谷玄武岩。铀系同位素年龄证实沿牡丹江河道分布的阶地玄武岩喷发年代为 102 ± 36 ka，而地下森林火口玄武岩喷发年代为 6 ± 3 ka。

用锆石一致曲线年龄探索岩石成因及物源

李耀荪 朱杰辰
(核工业北京地质研究院)

自应用 T. E. Krogh 锆石小量化流程以来, 对锆石铀—铅一致曲线年龄的解释渐趋丰富和深入, 并能揭示出岩石成因方面的问题。常见的简单情况一种是数据点排列靠近一致曲线的上交点, 而下交点摆动误差大, 则上交点年龄为成岩年龄。这种情况多见于前寒武纪岩石, 且锆石多有磨圆或熔蚀现象(变质程度较高时, 锆石晶棱完善, 则可解释为变质重结晶年龄)。另一情况是数据点排列集中靠近下交点, 而上交点年龄误差大, 则可定下交点年龄为成岩年龄。这种情况多见于显生代岩石且锆石结晶完好。比较复杂的情况是样品基本上由两种形态各异、结晶时代不同的锆石组成, 为了揭示其间的关系, 须将两种锆石分离, 再据粒度或磁性细分成多个样品来测定, 从各自的铀、铅含量上也能截然区分出两类不同的锆石。这种结果往往包含着岩石成因及物源方面的信息。

胶东半岛分布着许多花岗岩体, 其形成年代一直有中元古宙混合岩化和中生代两种意见。昆嵛山岩体位于半岛东部, 面积上千平方公里, 主要由具片麻状构造的黑云母花岗岩组成。我们在牟平县大窑南面约八公里处取样, 发现其中有两种明显不同的锆石。一种为淡紫色、浑圆状(JD-2-5); 另一种为浅黄色, 晶棱清楚, a面及p面发育。后者份量占绝大多数, 故又据粒度和磁性细分为四(JD-2-1~4)。测定结果见表1。

表1 昆嵛山花岗岩锆石 U-Pb 同位素年龄测定结果

样品号	U×10 ⁻⁶	Pb×10 ⁻⁶	铅同位素组成(%)			
			²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb
JD-2-1	803.96	32.87	0.480	64.853	10.602	24.067
JD-2-2	1113.50	33.38	0.251	76.564	7.704	15.483
JD-2-3	1134.21	50.62	0.515	63.282	10.941	25.263
JD-2-4	1589.82	56.33	0.006	63.496	3.339	33.161
JD-2-5	793.57	570.73	0.172	74.250	15.399	10.181

该组数据用一致曲线模式处理后, 得相关系数 $R = 0.999996$, $t_1 = 2632 \pm 2$ Ma, $t_2 = 163 \pm 7$ Ma(误差均为 2σ)。从图中则明显看到数据点 JD-2-5 在靠近上交点处, 其余四点集中靠近下交点。如将该四点作铀—铅等时线处理, 得 $R = 0.999998$, $t = 166 \pm 0$ Ma, 可见岩体主要是在中生代燕山运动早期形成的。一致曲线上交点年龄 2632 Ma 应代表该铀—铅体系来源物质的年龄, 在胶东地区确也不乏上太古界的岩石。

我们在栖霞县城南约五公里处公路边采集了胶东群地层斜长角闪片麻岩样品, 从中分选出来的锆石多呈浑圆状, 但可辨认出复四方柱体带双锥。按粒级分为四个试样进行铀—铅年龄测定, 其数据见表2。用一致曲线模式处理后, 得相关系数 $R = 0.995$, $t_1 = 2702 \pm 10$ Ma, $t_2 = 687 \pm 10$ Ma(误差均为 2σ)。图示数据点均靠近上交点, 显然下交点无地质意义。而上交点可认为是岩石形成年龄, 它属于晚太古宙。前人曾测定栖霞十八盘一带胶