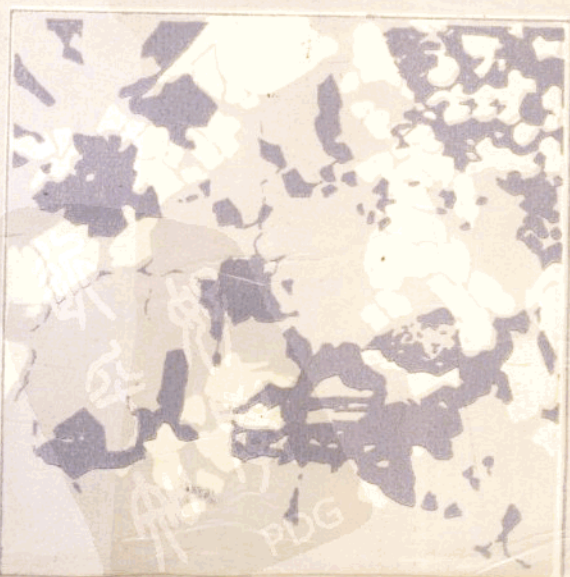


华北地台区 花岗质岩石的成因

穆克敏 林景仟 邹祖荣 林 强 著
谭东娟 曹 林 方占仁



华北地台区花岗质 岩石的成因

穆克敏

林景任 邵祖荣

林 强 谭东旭 曹 林 安占仁 著

高等学校博士学科点专项科研基金资助

吉林科学技术出版社

华北地台区花岗岩质岩石的成因

林景任

邹祖荣

著

林强

谭东娟

曹林

方占仁

责任编辑：吴玉兰

封面设计：杨玉中

出版
发行

吉林科学技术出版社

850×1168毫米32开本

12.625印张

插图4 320 000字

1989年10月第1版 1989年10月第1次印刷

印数：1—1 000册 定价：4.60元

印刷 吉林省地质矿产局印刷厂

ISBN 7-5331-0439-2/K·2

序

花岗质岩石是大陆地壳的重要组成部分，它们的成因与地壳的形成和演化密切相关，长期以来一直是国际地学界讨论的焦点之一。

在我国，花岗质岩石出露也很广泛，各个地质时代、各种地质环境、不同成因类型及与不同矿产有关的花岗岩体不乏其例，有的已做过很好的研究，发表了大量的论著。最近举行的花岗岩及其成矿作用的两次国际性的学术讨论会（南京，1982；广州，1987）标志着我国花岗岩研究的新进展。

我国北方花岗岩的研究成果业已发表很多，但是区域性系统性的研究成果尚未见及，从这一层意义上讲，《华北地台区花岗质岩石的成因》一书的出版是有学术价值的。

这本书是以穆克敏教授为首的科学研究集体经数年研究之后所得成果的总结。书中以大量的实际资料为依据，首次对华北地台区的太古宙及中生代花岗质岩石进行了较全面系统的综合论述，探讨了华北地台区花岗质岩石的生成时代、地质分布及形成环境，划分了花岗质岩石的系列，讨论了岩浆的起源和演化模式及与其有关的若干重要的理论问题。作者们在这一项研究中取得的新进展和得出的许多新观念，显示了这一研究的特色，是迄今有关华北地台区区域花岗岩研究领域中有价值的科学总结，也为今后的进一步研究奠定了良好的基础。

董申保

1989年4月10日

前 言

《华北地台区花岗质岩石的成因》的研究是原教育部资助的、以董申保教授为首的博士学科点专项科研基金研究课题的一部分，始于1983年，1986年基本结束了野外地质考察，1987年撰写成书。

与我国南方花岗岩研究的蓬勃发展形势和丰硕成果相比，北方花岗岩的研究程度相形见绌，也缺乏区域性岩石学的系统性论著。为弥补北方花岗岩研究的不足，作者及其同事们，近年来对华北地台区的花岗质岩石作了大范围的研究，获得了一批新成果。本书是对华北地台区区域花岗质岩石成因研究总结的尝试。

全书共分前言、第一章至第四章及结语。第一章由邹祖荣撰写，第二章由林强、方占仁、曹林撰写，第三章及第四章由林景仟、谭东娟撰写。这是一个在分工负责基础上合作的结晶。

书中系统地总结了区内花岗质岩石的同位素年龄数据，运用二次热扰动的原理探讨了同位素年龄数据的处理及残留晶、混染作用对同位素年龄的影响，确定了华北地台区花岗质岩浆活动的主要时期。

本书论述了冀东东部和鲁西地区太古宙花岗质岩石的组合类型及其地质学、岩石学和地球化学特征，划分了结构相，论述了结构演化系列及微粒交生体，探讨了太古宙深成花岗岩的演化模式及花岗岩的成因系列。

书中论述了中生代陆缘区的花岗质岩石系列，及以镁铁质—碱铝质侵入岩的发育为特征的中生代华北地台中部岩区岩石系列

的地质学、岩石学、地球化学特征,讨论了各岩系的母岩浆的起源、岩浆的演化以及岩浆的生成、演化与地质环境的关系。

书中论述的问题涉及到了花岗岩地质、岩石学的基础理论和这一领域中令人关注的新课题,这一比较全面地总结及其中提出的一些观念也会对该区的地质构造和地质发展史的认识,以及对矿产预测提供新的启示。

穆克敏、林景仟、邹祖荣是该研究项目的负责人,由穆克敏教授全面负责,协调计划,安排各项工作,但是后来由于病重,未能参予研究成果的撰写。林景仟、邹祖荣、林强、谭东娟、曹林、方占仁分工承担了研究任务,刘春华参加了室内工作。一些研究生承担了一些岩体的研究,其中有崔显德、李恒新、吴福元、彭晓亮、许文良、毕立君、谢贵明、迟效国、魏代江。

本项目的研究成果曾于1988年6月评审通过,评审委员会的委员有沈其韩研究员、邱家骧教授、兰玉琦教授、朱奉敏高级工程师、程玉明高级工程师、陈浩琉高级工程师、贺同兴教授。

研究工作中曾得到了校内、外的多方支持,山东、辽宁、河北、河南及山西等省的地质矿产局、地质队、矿山提供了有益的地质资料和方便的工作条件,校内的各级领导给予大力支持,同仁多方给予帮助,致使研究得以顺利进行,特于此致谢。

作者

目 录

第一章 华北地台区花岗岩的成岩时代及分布	(1)
一、华北地台太古宙花岗岩	(4)
(一) 太古宙上壳岩	(4)
(二) 花岗岩体与上壳岩的地质关系	(5)
(三) 多次热扰动条件下花岗岩同位素年龄数据的处理	(7)
(四) 太古宙花岗岩	(11)
二、下元古宙花岗岩	(14)
(一) 优地槽区花岗岩	(14)
(二) 冒地槽区花岗岩	(15)
(三) 克拉通稳定区花岗岩	(17)
三、显生宙花岗岩	(19)
(一) 印支期花岗岩	(19)
(二) 燕山期花岗质岩石	(29)
第二章 冀东东部及鲁西地区太古宙花岗质岩石的特征及其成因系列	(38)
一、花岗质岩石的主要地质特征	(38)
(一) 花岗质岩石是变质—变形岩石	(38)
(二) 岩石成分的双模式和成分间断	(40)
(三) 花岗质岩石系列的双重性	(41)
二、花岗质岩石的分类及主要造岩矿物	(42)
(一) 花岗质岩石的分类	(42)
(二) 主要造岩矿物的某些特征	(46)
三、冀东安子岭花岗质杂岩和秦皇岛块状花岗岩	(59)
(一) 岩石学特征	(63)
(二) 岩石化学、微量元素特征	(69)

四、鲁西地区花岗质岩石·····	(87)
(一) 岩石学特征·····	(88)
(二) 岩石化学、微量元素特征·····	(97)
五、花岗质岩石的结构相·····	(120)
(一) 重结晶结构相·····	(120)
(二) 交代结构相·····	(121)
(三) 应变结构相·····	(122)
(四) 深熔结构相·····	(123)
(五) 共结结构相·····	(124)
(六) 原生结构相·····	(125)
(七) 变余结构相·····	(125)
(八) 结构演化系列·····	(126)
六、太古宙花岗质岩石的成因问题及三个成因系列·····	(129)
(一) 变质—变形前花岗岩类的证据·····	(130)
(二) 变质岩系发生深熔作用的证据·····	(137)
(三) 火山岩浆与深熔岩浆·····	(150)
(四) 两种化学演化模式·····	(154)
七、太古宙花岗质岩石的三个成因系列·····	(165)
(一) 深成型花岗岩深熔系列·····	(166)
(二) 火山型花岗岩深熔系列·····	(168)
(三) 分凝花岗岩系列·····	(169)
第三章 中生代造山带硅铝质侵入岩·····	(172)
一、中生代花岗质岩浆活动序列·····	(173)
二、片麻状花岗岩系列·····	(176)
(一) 环绕地幔隆起弧状分布的岩体群·····	(176)
(二) 岩浆生成和演变的阶段性·····	(177)
(三) 花岗岩浆是近低共熔熔浆与残留晶的混合物·····	(185)
(四) 深位变粒岩部分熔融·····	(188)
(五) 岩浆生成演化过程中元素的分配及残留晶的分离效应·····	(194)
三、正长岩系列·····	(203)
(一) 甲子山岩体的半环状构造格局·····	(205)

(二) 岩浆中分异作用的化学标志	(207)
四、二长岩系列	(216)
(一) 岩浆的多次侵位	(217)
(二) 分异作用的化学显示	(222)
五、黑云母花岗岩系列	(225)
(一) 崂山杂岩体中的黑云母花岗岩系列	(225)
(二) 海阳花岗岩体	(233)
(三) 石岛杂岩体中的黑云母花岗岩系列	(239)
六、碱性花岗岩系列	(243)
(一) 独特的岩相学特征	(243)
(二) 碱性花岗岩特有的化学属性	(248)
七、巨斑二长花岗岩系列	(250)
(一) 同心带状岩体的脉动侵入膨胀成因	(252)
(二) 化学成分的有规律演进	(258)
八、诸岩石系列的独立起源和演变	(264)
(一) 不同岩系实际矿物成分变化趋势	(264)
(二) 不同岩石系列黑云母成分的差异	(266)
(三) 各岩系独立演变的化学趋势	(269)
(四) 痕量元素对比	(271)
(五) 各岩系化学成分的区域性变异	(275)
九、中生代花岗质岩浆的生成模式	(279)
(一) 引张带岩浆的产生	(279)
(二) 造山断裂带中岩浆的产生	(287)
第四章 华北地台中生代镁铁质—碱铝质侵入岩	(297)
一、岩浆的活动序列	(299)
二、辉长岩系列	(301)
(一) 岩体及岩相	(301)
(二) 化学属性	(303)
三、二辉闪长岩系列	(314)
(一) 岩体及岩相	(315)

(二) 化学特征.....	(316)
四、角闪闪长岩系列.....	(320)
(一) 岩体及岩相.....	(321)
(二) 化学属性.....	(325)
五、二长岩系列.....	(331)
(一) 岩相特征.....	(331)
(二) 化学特征.....	(332)
六、正长岩系列.....	(335)
(一) 岩相特征.....	(335)
(二) 化学特征.....	(337)
七、霞石正长岩系列.....	(343)
(一) 岩相特征.....	(344)
(二) 化学特征.....	(345)
八、花岗质侵入体.....	(347)
九、不同类型原始岩浆的分异趋势.....	(349)
(一) 各岩石系列化学成分的平行演化趋势.....	(349)
(二) 共存多系列岩浆的地球化学差异.....	(355)
十、岩浆化学成分变化的空间观.....	(362)
十一、多幕多层位熔融的岩浆起源模式.....	(364)
(一) 不同系列岩浆的起源层.....	(364)
(二) 岩浆系列的有规律演进.....	(368)
结 语.....	(371)
照 片.....	(377)
参考文献.....	(385)

第一章 华北地台区花岗岩的 成岩时代及分布

花岗岩是地质构造运动的产物。每一花岗质岩石都经历了复杂的形成历史。它包括岩浆的产生、运移、分异、混染、侵位、固结，以及岩石形成后的蚀变、交代、变质、变形和最后的抬升、剥蚀风化等作用的迭加。不同地质构造环境中形成的花岗质岩石的形成历史是大不相同的。首先，岩浆可形成于地壳或地幔的不同部位，有深有浅，有不同的岩浆源物质组成，有时单种岩源物质产生岩浆，有时多种岩源物质同时产生岩浆，有时也可有一种岩浆在运移过程中引发产生第二种岩浆。岩浆产生的温度、压力等等物理化学条件不同，作用的特点不同，有时岩浆与源岩残留体达到热力学平衡，有时可能只有瞬间表面平衡，岩浆经聚集形成岩浆库。与岩浆平衡的矿物随物理化学条件改变而有显著变化，同一岩源物质在不同的条件下可形成不同的岩浆，同一岩源物质在生成岩浆的不同历史阶段也产生不同的岩浆。当多种岩浆同时产生时，不同岩浆可以发生混合作用。

岩浆产生后的运移距离有长有短，运移的环境有张性、压性之分，从而岩浆的分异演化有强有弱，可能发生液态分异，更常见的为结晶分异，随岩浆的组分与物理化学环境的不同，结晶分异的固相矿物是不同的，随温压变化，还有气液相的不断分离或多次的分离。

岩浆在运移及侵位过程中与围岩物质有混染交代现象，混染程度有强有弱，既可混染交代围岩（沉积岩、岩浆岩、变质岩）的固态物质成分，也可与围岩中的水溶液发生物质交换。

岩浆的侵位有深有浅,侵位方式有主动式的或被动式的,有的岩浆在围岩褶皱构造同期侵位而成为同构造岩浆岩,有的在褶皱构造后期,侵位受断裂构造控制,因而岩浆固结的物理化学环境是不同的。有稳定型的及非稳定型的固结环境,有时有多阶段的固结作用,还有一些岩浆的固结作用可能在侵位前即已开始,某些固结的岩石中也可能包含有熔融残留或被混染围岩的残留晶。

岩浆固结成岩后还有漫长的历史,它可能发生蚀变交代作用,作用有强有弱,有自变质及它变质作用,有的受后期的岩浆活动及构造作用的影响,迭加了热变质及动力变质。有的岩石还有迭加的变形作用,有塑性变形或脆性变形作用的迭加,最后经过抬升、剥蚀,出露岩体的不同部位,经历不同程度的风化作用。

岩石的复杂历史过程都反映在它们的化学组成(主元素及微量元素组成)、矿物组成(造岩矿物及副矿物组成)及结构构造中,反映在岩石组合中,反映在它们之间及与围岩的各种地质关系中。随着一个地质单元的地质构造运动的历史演变,岩浆活动的发生发展存在着一系列的变化,产生一套在时空关系上互相有成因联系的岩石组合,它们构成一个岩石系列。不同时代地质构造环境不同,地壳厚度不同,上地幔顶面高度不同,地热梯度不同,地体的活动性不同,发生的地质构造运动演化历史不同,岩浆的产生、运移、分异演化、侵位固结过程不同,迭加的变质变形、蚀变交代也都不同,从而形成不同的岩浆岩系,包括不同的花岗岩系。

华北地台经历了漫长的发展历史。太古宙为泛活动带时期,在以基性火山岩为主,以磁铁矿石岩为特征的上壳岩系形成之后,在太古宙末期生成了大规模的中酸性岩,包括深层次侵位的英云闪长岩系与紫苏花岗岩系,以及较浅侵位的浅色(以钾质为主的)花岗岩系。这些花岗岩系活动结束后,华北地台即基本固化。

下元古宙时期华北地台范围内地质构造运动复杂化了,出现

了线性活动带（优地槽、冒地槽）及克拉通稳定地块。在不同地质单元中形成了不同的花岗岩系。在优地槽褶皱活动的同时，形成了同构造及晚构造的酸性花岗岩系。冒地槽发育于优地槽及克拉通地块之间，也是深断裂发育地带。在冒地槽褶皱期及其以后发育了中基性辉石闪长岩及钠质花岗岩系，形成双峰式岩浆岩系。在克拉通抬升性地块则发育以钾质为主的环斑花岗岩系。

下元古宙以后华北地台已完全克拉通化，并作为一个整体进入了稳定的地台发展时期，从中上元古宙至显生宙古生代末中生代初，华北地台上沉积了大量沉积岩，尚无确切资料说明有花岗岩的形成。

华北地台自中生代开始，地质构造运动发生重大转折、活动性大大增加，地台逐渐趋向活化，出现了各种类型的具有不同发展速度的隆起带及凹陷带。在隆起区开始产出深侵位的片麻状或等粒的黑云母及二云母花岗岩系，为低熔点的酸性花岗岩。继之为闪长岩—花岗闪长岩—似斑状黑云母花岗岩系、属强分异型岩系，具有I型花岗岩特征。最后则形成偏碱性的角闪条纹长石花岗岩系，为A型花岗岩。于隆起—凹陷过渡区，在早期印支期则有正长岩、霞石正长岩系，燕山期则产出辉长岩、闪长岩—二长岩、正长岩（霞石正长岩）岩系。更晚一些还有金伯利岩及某些超基性岩的产出。

总括看来，华北地台花岗岩形成于三个时期：第一为太古宙末期，二为下元古宙后期，三为显生宙的中生代。上述不同成岩时代中，不同地质构造单元的地质构造环境的差异是很大的。这样也就形成了不同的花岗岩系。它们的岩源物质及产生岩浆的过程，岩浆运移方法、分异类型、混染程度、侵位方式都不同，后期的变质、变形作用的迭加程度也各异，因而这些岩体的地质关系就相当复杂，也使同位素年龄数据的正确使用带来了复杂性。为了正确恢复华北地台的花岗质岩浆的活动历史，在重视多种地质关系的同时，必须结合这些岩系的不同地球化学特征，对各种

同位素年龄数据进行系统的重新研讨。

这里还需说明，华北地台北临吉黑褶皱系，南濒秦岭褶皱系。两个活动带在中上元古宙及加里东、海西、印支、燕山各期都有强烈的构造岩浆活动，从而使华北地台北缘阴山—龙岗地带及南缘小秦岭—大别山地带的构造岩浆活动历史大大的复杂化了。本研究课题以华北地台中部为主，南北两个边缘地带的花岗岩的成岩时代及其分布特征暂不讨论。

一、华北地台太古宙花岗岩

华北地台的太古宙花岗岩均侵位于太古宙上壳岩系中，包括深层侵位的英云闪长岩系及紫苏花岗岩系和浅层侵位的以钾质为主的浅色花岗岩系。

(一) 太古宙上壳岩

太古宙上壳岩系中分布最广的是斜长角闪岩及暗色麻粒岩，其次有角闪岩，斜长片麻岩、变粒岩、片岩、石英岩及磁铁石英岩等。它们是经历了麻粒岩相、角闪岩相及绿片岩相变质作用的火山岩及沉积岩，也有一部分是古老的层状基性侵入岩体。太古宙上壳岩系在花岗岩—绿岩地体中均呈大小不等的包体形式存在。在花岗岩—绿岩地体中花岗质岩石常常可占80%以上，例如在辽东北部为85%，在冀东则大于80%。某些作者在混合岩化概念下总结太古宙地体的地质问题时，也注意到了以下事实，冀东分布最广泛的“迁西群”及“八道河群”中混合岩中的变质岩残体及脉体的比例为1:8到1:6（孙大中，1984），即变质岩残体只占11~14%。这导致变质岩的地层层序及构造遭受了严重的破坏，使不同地区太古宙上壳岩地层的对比极为困难。

据目前测定结果，华北地台太古宙上壳岩最古老的地质年龄值见于冀东。1978年中国科学院地质研究所曾报道了基性麻粒岩

的Rb—Sr等时线年龄为 $3\ 670 \pm 230$ 百万年,由于样品的Rb/Sr比值太低,年龄值的可靠性曾引起了争议。王仁民等(1980年)在各种麻粒岩相的“残核”—辉石麻粒岩、二辉斜长片麻岩和紫苏麻粒岩等中获得Rb—Sr年龄约为3600百万年。1983年江博明报道了曹庄等地区斜长角闪岩包体的Sm—Nd等时线年龄为 $3\ 520 \pm 120$ 百万年。王松山等1985年用 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法测定了曹庄地区斜长角闪岩的年龄值为35亿年。1986年黄柏峪地区斜长角闪岩又获得了Sm—Nd年龄为 3500 ± 60 百万年(Huang Xuan等1986)。1987年乔广生等再次以Sm—Nd法测定了曹庄斜长角闪岩的年龄值为 $3\ 495 \pm 19$ 百万年,黑云斜长片麻岩为 $3\ 561 \pm 15$ 百万年,两者合并成一条等时线时,年龄值为 $3\ 508 \pm 99$ 百万年。这些数据证实了冀东地区太古宙上壳岩的年龄可达35~36亿年。辽北红透山地区斜长角闪岩及角闪岩等样品的Rb—Sr全岩等时线年龄(黄承义1980年测定)为3 257百万年。辽北小菜河铁矿斜长角闪岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄为2 990 Ma(王松山等1987)。

在太古宙地层中有一部分过去定义为斜长角闪岩的岩石,目前已恢复为古基性侵入体。例如冀东金厂峪基性侵入体即是一例,经Pb—Pb等时线测定年龄值为3 268百万年(林尔为等1985)。

变质沉积岩的同位素年龄值目前测定结果有:沈其韩等(1980)报告了迁安水厂含铁岩系的初步测定结果为 $3\ 151 \pm 107$ 百万年。辽东鞍山地区磁铁石英岩的含铁岩系经肖仲洋(1979)测定,结果为3 186百万年。陈毓蔚等1981年报道了辽东樱桃园—弓长岭含铁岩石九个全岩的U—Pb图解年龄为31.4亿年。

上述数据表明,大规模花岗质岩浆侵位前的太古宙上壳岩系(包括火山岩、沉积岩及基性层状侵入体)形成于30亿年前,约在36~30亿年间。

(二) 花岗岩体与上壳岩的地质关系

华北地台的太古宙花岗岩,无论是英云闪长岩系、紫苏花岗岩系或浅色(主要为钾质)花岗岩系均明显侵入,包裹太古宙的

上壳岩系。当侵位深度较大,岩石处于塑性变形期,花岗岩与围岩常常在产状上整合化,但当侵位稍浅时,围岩包体呈棱角状,而花岗岩与围岩的接触界线斜切变质岩的片麻理,还能见到变质岩被角闪岩脉穿切后再被包于花岗岩中的现象(图1-1)。此时花岗岩对上壳岩的岩浆侵位特征就更明显了。

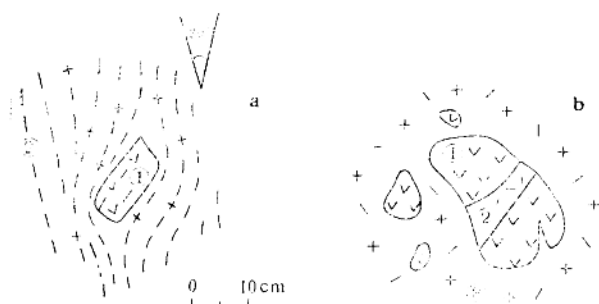


图 1-1 辽东太古宙花岗岩中岩石包体特征

a①斜长角闪岩②英云闪长岩 b①斜长角闪岩②角闪石岩③花岗闪长岩

某些岩体又被下元古宙地层覆盖,这些岩体为太古宙的地质年龄就能明确肯定。例如辽东本溪连山关花岗岩体被辽河群底部

浪子山组不整合覆盖,浪子山石英岩的Pb—Pb等时线年龄为22.1亿年(郭智添1980),在浪子山石英岩中,还观察到有下伏花岗岩的漂砾存在(图1-2)。这就明确肯定连山关花岗岩体为太古宙侵入体,但当个别岩体上覆地层的时代归属有争议时,岩体的地质时代可能就产生一些不确定性。例如晋东兰子山岩体的上覆地层究竟归属溥沱群还是五



图 1-2 辽河群浪子山石英岩不整合于连山关花岗岩之上

①浪子山石英岩②连山关花岗岩
③云母石英片岩④花岗岩漂砾

台群，就有不同看法，岩体的地质时代也就有不同的认识。

当岩体地质关系不易确定时，岩体的时代主要依据同位素年龄数据。某些太古宙岩体经历了后期的热扰动较强，有时甚至经历了两次以上的热扰动，此时，同位素年龄值是否可靠，什么样的年龄值可靠，就需要对同位素年代学的一些基本理论作深入讨论，才可能得出正确的结论。

(三) 多次热扰动条件下花岗岩同位素年龄数据的处理

封闭体系中简单的放射性衰变定律决定了同位素年龄的公式为：

$$D = M(e^{\lambda t_0} - 1)$$

或：

$$t_0 = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{D}{M} \right)$$

其中D为放射性子体，M为放射性母体， λ 为放射性衰变常数， t_0 为岩石（或测定矿物）的形成年龄。

当 t_1 时，花岗岩遭受了热扰动，发生放射性子体丢失（云母、长石中Ar的丢失，或锆英石中铅丢失等），则测定的子体数（D测）为：

$$D_{\text{测}} = X_1 D(t_0 - t_1) + D(t_1 - 0)$$

$$e^{\lambda t'} = \frac{D_{\text{测}}}{M} + 1 = X_1 e^{\lambda t_0} + (1 - X_1) e^{\lambda t_1}$$

其中 t' 为同位素测定结果的视年龄， X_1 为 t_1 时热扰动后保留的子体量的百分比， X_1 变动在1~0之间， $1 - X_1$ 为子体丢失程度。当 $X_1 = 1$ ，即无丢失时， $e^{\lambda t'} = e^{\lambda t_0}$ ，即 $t' = t_0$ 。当 $X_1 = 0$ ，即 t_1 时子体全部丢失时， $e^{\lambda t'} = e^{\lambda t_1}$ ，即 $t' = t_1$ 。

这样同位素测定的视年龄为 t_0 、 t_1 及 X_1 的函数。

$$t' = f(t_0, t_1, X_1)$$

经受了两次以上热扰动的视年龄 t'_m 为：